



Nouvelles méthodes de cartographie sur le socle protérozoïque du Sud de Madagascar. Nature et géométrie de la croûte continentale d'un domaine orogénique en convergence, implications économiques.

Elisa Brice Randrianasolo

► To cite this version:

Elisa Brice Randrianasolo. Nouvelles méthodes de cartographie sur le socle protérozoïque du Sud de Madagascar. Nature et géométrie de la croûte continentale d'un domaine orogénique en convergence, implications économiques.. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2009. Français. NNT: . tel-00404948

HAL Id: tel-00404948

<https://theses.hal.science/tel-00404948>

Submitted on 20 Jul 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

présentée pour obtenir le grade de
DOCTEUR D'UNIVERSITÉ
(Terre Solide)

par

Elisa Brice RANDRIANASOLO

NOUVELLES METHODES DE CARTOGRAPHIE SUR LE SOCLE PROTEROZOIQUE DU SUD DE MADAGASCAR

*Nature et géométrie de la croûte continentale
d'un domaine orogénique en convergence, implications économiques*

Soutenue publiquement le 05 Juin 2009, devant la commission d'examen composée de:

Présidente	Anne-Marie Boullier	Directeur de Recherche, Université Joseph Fourier Grenoble
Rapporteur	Christian Nicollet	Professeur, Université Blaise Pascal Clermont Ferrand II
Rapporteur	Mark Jessell	Directeur de Recherche, Université Paul Sabatier Toulouse
Examineur	Bernard Moine	Directeur de Recherche, Université Paul Sabatier Toulouse
Examineur	Karel Schulmann	Professeur, Université Louis Pasteur Strasbourg
Examineur	Dominique Rakotomanana	Docteur, responsable du volet de cartographie géologique, Projet de Gouvernance des Ressources Minérales à Madagascar
Directeur	Jean-Marc Lardeaux	Professeur, Université Nice Sophia Antipolis
Directeur	Jean-Emmanuel Martelat	Maitre de conférences, Université Joseph Fourier Grenoble



Pour Denis & Hanaël
Izay adala ny toa andrainy
"Il faut toujours surpasser son père"



Ady ny fiainana
La vie est une lutte de chaque jour,
ne triomphe que celui qui a souffert

En mémoire du grand géologue prospecteur malgache Dauphin RASAMIZAFINDROSOA

Alain Daso, Enrique Ortega et Bernard Moine sont à l'origine de cette thèse. Je les remercie de m'avoir donné la chance de découvrir un gisement de connaissances aussi enrichissantes.

Je remercie les différents membres du Jury d'avoir bien voulu examiner ce mémoire.

Grâce à l'apport financier et matériel de la coopération française (Projet de Renforcement Institutionnel du secteur Minier à Madagascar, PRISMM) et du gouvernement malgache (Projet de Gouvernance des Ressources Minérales (PGRM), mes travaux de recherche ont pu aboutir. Ainsi, je remercie au même titre que leur équipe respective, Monsieur Pascal Puvilland (ancien coordinateur du PRISMM), Monsieur Christian Oquet (Conseiller au service de coopération et d'action culturelle à l'ambassade de France /SCAC), Madame Nadine Ranoroa (ancien coordinateur du PGRM), et Monsieur Dominique Rakotomanana (responsable du volet géologie du PGRM).

Jean-Emmanuel Martelat et Jean-Marc Lardeaux ont dirigé l'ensemble de ces travaux ; et ils ont toujours manifesté leurs intérêts à promouvoir la recherche à Madagascar. C'est avec un grand plaisir que je leur adresse mes vifs remerciements.

« Manu, tu n'as pas ménagé ta peine et tu n'as pas lésiné tes efforts, en mettant la main dans les poches, pour me soutenir et faire de moi ce que je suis ; Je te suis infiniment reconnaissant, que Dieu te bénisse ».

Christian Nicollet, Karel Schulmann, Georges Rasamimanana, Pavla Štípská, Stanislav Ulrich, Philippe Goncalves, Pavlína Hasalová et Henri Razananirina m'ont partagé leurs expériences de terrain sur la terre des ancêtres malgaches (TANINDRAZAKO), je les en remercie.

Merci également à tous les « FOKONOLONA » de la région pour leurs hospitalités.

Mark Jessell et Christophe Delacourt ont accordé leurs temps pour m'apprendre les techniques de l'imagerie géophysique et de la géomatique. Je les remercie pour l'attention qu'ils ont portée sur mon travail.

Ce mémoire doit aussi beaucoup à tous les personnels du Laboratoire Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA) et de l'Ecole doctorale Terre Univers Environnement de Grenoble. Je tiens tout particulièrement à exprimer ma gratitude à Claudine Meugniot, Pascal Talour, Rodolphe Pinon, Claudie Senebier, Sylvianne Flammier, Mathilde Desgranges et Christine Bigot.

Je remercie également Martine Lussiana et Françoise Abad (EGIDE de Grenoble) pour avoir assuré la gestion de mes financements pendant mes années d'études en master et en thèse. J'ai été séduit par vos gentillesse.

Je ne peux pas oublier tous ceux qui, de près ou de loin, ont facilités et soutenus mon travail. Merci à Nuno Calvet, qui a participé au financement de la mission de terrain de novembre 2006. Grâce à ce supplément, j'ai pu étendre mes zones d'investigation sur tout le Nord de Ihosy.

Et puis, et puis, ... Merci à tous, mes compagnons thésards et étudiants, vos bonnes humeurs feront de ces années passées d'excellents souvenirs.

Alida
Ty es le socle de ma vie
Le remède pour mes soucis
Et grâce à qui j'ai réussi



Teo ambany fahian'ireo olomasina
 Victoire Rasoamanarivo, Frère Rafiringa, Terezy Jesoa Zazakely, Neny Maravillas, Joda Jadee, ary Neny Razanamavo

Corrections de français: Père Maurice Tschon (Sanctuaire de la Salette, Mercredi géologique de la Salette)

SOMMAIRE

Introduction et but de ce travail	1
A- Evolution géologique et géodynamique de Madagascar, Synthèse	3
1- Histoire tectonique du Gondwana	4
2- L'orogénèse Est-africaine (EAO), les différents modèles de paléoplaques	5
2.1 - Modèle de Stern et al., 1994-2007	5
2.2- Modèle de Shackleton, 1996	6
2.3- Modèle de Muhongo et al., 2003	7
2.4- Modèle de Meert et al., 2003 - 2008	8
2.5 - Modèle de Boger et al., 2004	10
2.6 - Modèle de Collins et al., 2005 - 2007	10
3- Le socle précambrien de Madagascar	13
3.1- Les cycles orogéniques	13
3.2- Les grands ensembles litho tectoniques	17
3.2.1- Les ensembles Archéens	20
3.2.1.1- L'ensemble Antongil	21
3.2.1.2- L'ensemble Antananarivo	21
3.2.1.3- Les ensembles mafiques et ultramafiques, l'unité de Tsaratanana	23
3.2.2- La ligne de Suture de Betsimisaraka	25
3.2.3- Les ensembles supposés allochtones	25
3.2.3.1- Nappe de Bemarivo	25
3.2.3.2- Nappe d'Itremo - Ikalamavony	25
3.2.3.3- Nappe du Vohibory	26
3.2.4- L'ensemble granulitique Sud, l'Androyen et l'Anosien	27
3.3- Zones de cisaillement lithosphériques	30
4- Les événements tectono-magmatiques post-500 Ma à Madagascar	33
4.1- Les événements tectoniques post-500 Ma	33
4.1.1- L'ouverture du canal de Mozambique, les bassins sédimentaires malgaches	33
4.1.2- La séparation Inde-Madagascar	35
4.1.3- L'Extension du Néogène à l'actuel	37
4.2- Le système volcanique	39
4.2.1- Les provinces magmatiques du crétacé supérieur (turonien, 96 Ma et campanien, 65 Ma)	41
4.2.2- Le volcanisme du Néogène	42
B- Cartographie géologique par intégration, traitement et analyse des données	45
1- Géomatique et Système d'Information Géographique (SIG)	46
1.1- Systèmes de référence cartographiques	46
1.1.1- Géoïde de référence	46
1.1.2- Ellipsoïde de référence	46
1.1.3- Projections cartographique, critères de choix	49
1.1.3.1- Projection conique	50
1.1.3.2- Projection cylindrique	51
1.1.3.3- Projection plane	51
1.1.4- Les systèmes géodésiques de référence utilisés à Madagascar	51
1.1.4.1- Système géodésique de référence WGS84	52
1.1.4.2- Système géodésique de référence Tananarive 1925	54
1.2- Cartographie sous S.I.G. (Système d'Information Géographique)	55
1.2.1- Modélisation et représentation des entités	55
1.2.1.1- Mode raster	56

1.2.1.2- Mode vecteur	56
1.2.2- Gestion en base de données	57
1.2.2.1- Base de données alphanumériques	57
1.2.2.2- Base de données géographiques	58
1.2.3- Géo portail ou Webmapping.....	58
3.1- Cartes géologique et topographique	63
3.2- Données de terrain	65
4.1- Données électromagnétiques terrestre	69
4.2- Réflectance des minéraux, des roches et des sols.....	70
4.3- Traitement des données et interprétations géologiques préliminaires.....	72
4.3.1- Les images acquises (ortho-images Landsat 7TM)	72
4.3.2- Les traitements préalables	74
4.3.2.1- Mosaïque	74
4.3.2.2- Résolution radiométrique et résolution spatiale des images.....	75
4.3.3- Analyse en composante principale (ACP).....	76
4.3.4- Analyse des bandes en composantes principales : CP10 – CP40 - CP61....	77
4.3.4.1- Morpho-structures régionales	77
4.3.4.2- Extraction de domaine lithologique et des trajectoires de foliation	82
4.3.5- Extraction de discontinuités-images par analyse de la bande CP10.....	84
4.4- Conclusions Intermédiaires	88
5- Recherche de nouvelles méthodes et représentations cartographiques par analyse géostatistique des leviers structuraux.....	89
5.1- Analyse spatiale de la répartition des angles de pendage	89
5.2- Analyse spatiale de l'horizontal du plan et de la direction du pendage	91
5.3- Analyse géométrique des trajectoires de foliation.....	94
5.4- Précision des limites des zones de cisaillement.....	96
5.5- Conclusions intermédiaires.....	98
6- Analyse de données géomorphologiques	99
6.1- Le Modèle Numérique de Terrain	99
6.2- Traitement des données et interprétations géologiques préliminaires.....	99
6.2.1- Les données acquises.....	99
6.2.2- Analyse géomorphologique régionale	103
6.2.3- Analyse du réseau hydrographique.....	106
6.3- Conclusions intermédiaires.....	111
7- Analyse des données gravimétriques.....	113
7.1-Données gravimétriques.....	113
7.1.1- Mesure de la gravité	113
7.1.2- Anomalie a l'air libre (FA).....	113
7.1.3- Anomalie de Bouguer (BA).....	114
7.2- Nature du signal gravimétrique	114
7.2.1- Densité des minéraux et des roches	114
7.2.2- Densité de la lithosphère.....	116
7.3- Traitement des données et interprétation géologiques préliminaires	116
7.3.1- Données gravimétriques du BGI (Bureau Gravimétrique International)..	116
7.3.2- Interpolation des points, grille d'anomalie de Bouguer	117
7.3.3- Anomalie régionale et anomalie résiduelle	118
7.3.4- Projection horizontale de l'anomalie résiduelle	120
7.3.4.1- Analyse spatiale des classes de la projection horizontale de l'anomalie résiduelle	122
7.3.4.2- Effet de relief du gradient horizontal.....	123

7.3.4.3- Rehaussement vers le haut et profondeur du signal	124
7.3.5- Composante verticale (dérivée première) de l'anomalie résiduelle	126
7.4- Conclusions intermédiaires.....	130
8- Analyse des données radiométriques.....	131
8.1- Données de spectrométrie gamma.....	131
8.2- Nature du signal spectrométrique	132
8.2.1- Radiométrie des minéraux	132
8.2.1.1- Les minéraux à potassium	132
8.2.1.2- Les minéraux à thorium.....	132
8.2.2- Radiométrie des roches et des sols	134
8.3- Traitement des données et interprétations géologiques préliminaires.....	136
8.3.1- Données radiométriques aéroportées.....	136
8.3.2- Ré-interpolation et amélioration du rendu des grilles	142
8.3.3- Analyse des cartes traitées, et géométrie des zones de cisaillement	142
8.3.4- Identification d'ensembles lithologiques par imagerie ternaire et de classes d'entités.....	149
8.3.5- Analyse statistique des classes d'entités, exemple de la région de Vohibory	154
8.4- Conclusions intermédiaires.....	158
9- Analyse des données aéromagnétiques.....	159
9.1- Données magnétiques terrestres	159
9.2- Nature du signal magnétique (susceptibilité magnétique des minéraux et des roches).....	160
9.3- Traitement des données et interprétations géologiques préliminaires.....	162
9.3.1- Données aéromagnétiques	162
9.3.2- Interpolation des données, grilles d'images	164
9.3.3- Induction magnétique totale (B)	164
9.3.4- Aimantation rémanente, champ géomagnétique principal (H).....	164
9.3.5- Champ géomagnétique résiduel terrestre H'	166
9.3.6- Extraction de la valeur de susceptibilité magnétique régionale à partir de H et H'	169
9.3.7- Valeur de susceptibilité magnétique locale	171
9.3.8- Composante verticale du champ magnétique résiduel	176
9.3.9- Dykes et susceptibilité magnétique	180
9.3.10- Détermination de la profondeur de la source magnétique par analyse du signal analytique	183
9.4- Conclusions intermédiaires.....	185
C- Nouvelle cartographie géologique par croisement de données.....	187
1- Zones de cisaillements lithosphériques	188
1.1- Définition des limites des zones de cisaillement.....	188
1.2- De nouveaux tracés et de nouvelles zones de cisaillement	192
2- Géométrie des structures fragiles (fracturation et dykes).....	195
2.1- Nouvelle carte des fractures	195
2.2- Nouvelle carte des dykes	198
3- Signification des unités tectonométamorphiques : Cartographie et observations de terrain	201
3.1- L'ensemble de granites et syénites stratoïdes et gneiss migmatitiques à amphiboles	203
3.2- L'ensemble d'orthogneiss migmatitiques peu alumineux	206
3.2.1- Caractéristique lithologique.....	207

3.2.2- Texture des roches et double charnockitisation D1 – D2	210
3.2.3- Plis kilométriques et zone de transposition maximum ZC	212
3.3- Gneiss migmatitiques à amphibole, associés à des marbres et à des pyroxénites	216
3.4- Métasédiments alumineux	217
3.5- Les limites tectoniques principales et unités tectonométamorphiques	218
D- Facteurs contrôlant au premier ordre les minéralisations d'intérêts économiques	223
1- Facteurs contrôlant les minéralisations à phlogopite, à, à uranothorianite, et graphite	227
2- Facteurs contrôlant les minéralisations en or	231
3- Minéralisations à corindon	235
4- Existence de lamprophyre (kimberlite) au Sud de Madagascar	241
4.1- Les roches hôtes de diamants : « la kimberlite »	242
4.2- Signature géométrique et géophysiques de diatrèmes kimberlitiques d'Afrique	245
4.2.1- Diatrèmes kimberlitiques de Namibie	245
4.2.2- Diatrèmes kimberlitiques du Lesotho	247
4.3- Géodynamique de mise en place des kimberlites de l'Afrique du Sud et de l'Afrique de l'Est	248
4.4- Relation géométrique des faisceaux de pipe entre l'Afrique de l'Est et Madagascar	251
4.5- Mise en évidence d'intrusions kimberlitiques dans la partie Sud de Madagascar	253
4.5.1- (A) Satrokala, plateau de l'Horombe	255
4.5.2- (B) Fenoarivo, Nord – Ouest d'Ankaramena	256
4.5.3- (C) Analavoka, alignement de « bull eyes » (axe Ihosy – Midongy Atsimo)	258
4.5.4- (D) Iavaraty (Nord de Midongy), alignement de « bulls eyes » (axe Ihosy – Midongy Atsimo)	260
5- Mise en évidence de métallotectes spécifiques à Madagascar	263
Conclusions majeures	265
Bibliographie	269
Annexes	295

Introduction et but de ce travail

Sur les $\frac{3}{4}$ de l'île de Madagascar et notamment dans le tiers Sud de l'île, affleurent des roches équilibrées dans le faciès granulite à amphibolite de haut degré, représentatives de la croûte continentale moyenne et inférieure. L'histoire de ces roches est liée à l'évolution néoprotérozoïque et cambrienne du Gondwana et notamment à une déformation en convergence (raccourcissement Est – Ouest dans la position actuelle de l'île). La particularité de l'évolution thermomécanique de Madagascar est la haute température ($\approx 750^{\circ}\text{C}$) et la déformation associée à une migmatitisation importante et ubiquiste, avec parfois des circulations généralisées de fluides (supercritiques ou magmatiques) pervasifs ou localisés. Madagascar constitue donc une fenêtre exceptionnelle pour appréhender l'évolution de la partie profonde d'un domaine orogénique en convergence. Un des objectifs principaux de ce travail sera de contraindre la nature pétrologique et géométrique de ce domaine structural particulier.

Madagascar bénéficie de nombreuses études géologiques, et notamment d'une cartographie géologique de terrain exceptionnelle réalisée par de nombreux Malgaches et Français jusque dans les années 60 (sous la direction de H. Bésairie). Cette cartographie de haute précision a été réalisée dans l'optique d'une succession lithostratigraphique à l'échelle de Madagascar et avec des connaissances anciennes du métamorphisme et de la tectonique. Il faudra attendre le milieu des années 80 pour la publication de nouveaux travaux modernes avec notamment le travail de C. Nicollet (7 années de coopération à Madagascar). D'autres travaux plus nombreux suivront 10 ans plus tard et apporteront de nouvelles données (datations nouvelles, carte de linéations d'étirement, analyses géochimiques). Toutefois ces travaux sont très limités géographiquement aux principaux axes routiers, et ils sont souvent mal repérés : les cartes géologiques des articles sont non ou mal géoréférencées, le type de projection est non indiquée ou faussé, c'est particulièrement le cas des reconstitutions paléogéographiques à l'échelle du Gondwana ; et la carte géologique de Madagascar n'a pas été actualisée depuis 1960.

Depuis septembre 2003, un projet de cartographie moderne et d'inventaire des ressources minières est soutenu par la Banque Mondiale, les gouvernements Malgache et Français et particulièrement le service géologique de Madagascar (PGRM). Le travail de cette thèse s'inscrit dans ce projet, et est soutenu principalement par lui. Dans le cadre de cette recherche, j'ai pu accéder à de nombreuses données anciennes et modernes : gravimétriques, aéromagnétiques, spectrométriques, images satellite de haute résolution. La mise à la disposition de telles données est particulièrement importante à Madagascar, compte tenu des conditions de transport sur le terrain : difficiles voire impossibles même dans le cadre de missions de terrain de longue durée.

Le présent travail est donc une contribution à la connaissance de la géologie malgache par l'apport de nouvelles données structurales et pétrologiques, et la réalisation d'une nouvelle carte géologique dans le tiers sud de l'île. Deux objectifs ont orienté mon travail de

recherche : 1- La recherche de nouvelles techniques de cartographie, et notamment la mise en place d'une base de données sous système d'information géographique (GIS) me permettant d'individualiser et de croiser des informations géologiques variées. 2- La caractérisation des anisotropies mécaniques kilométriques (zones de cisaillement verticales, chevauchements, limites lithologiques, fractures et dykes), c'est préciser leur nature, leurs limites, leurs relations et leur hiérarchie. 3- J'ai appliqué la nouvelle cartographie établie sous GIS pour la compréhension des facteurs qui contrôlent les minéralisations d'intérêt économique spécifique à Madagascar.

Le mémoire s'organise en quatre parties.

- (i) La partie I constitue un aperçu de l'évolution géologique de Madagascar. Il n'est pas exhaustif bien sûr, mais j'ai essayé de le réactualiser le plus possible jusqu'au jour de soutenance de ce travail.
- (ii) Dans la partie II je présente le détail de ma banque de données, et j'expose la mise en place de la base de données que j'ai réalisée (système de projection utilisé, philosophie de la cartographie sous GIS). En analyse de grille d'image, je cartographie deux types de données : des ensembles de couleur et des anomalies linéaires que je peux traiter statistiquement. Par la suite, je présente l'ensemble des différentes données vectorielles résultantes dont je discute la nature et la signification : (anciennes cartes géologiques ; nouvelles données de terrain ; images satellite ; données topographiques ; mesures gravimétriques, radiométriques et aéromagnétiques). Pour chaque ensemble de données je présente des conclusions intermédiaires spécifiques.
- (iii) La partie III présente les nouvelles cartes que j'ai établies, en intégrant et en croisant l'ensemble des types de données. Avec ces nouvelles cartes, je discute la géométrie des zones de cisaillement, des fractures et des dykes, ainsi que la présence des grands ensembles lithologiques et tectonométamorphiques.
- (iv) Enfin dans la partie IV, on appliquera la nouvelle cartographie (synthèse de l'ensemble de nos résultats) à l'identification des facteurs qui contrôlent les minéralisations économiques de Madagascar sur quelques exemples particuliers (notamment les minéralisations à or, corindon et la potentialité d'intrusions kimberlitiques diamantifères).

A- Evolution géologique et géodynamique de Madagascar, Synthèse



1- Histoire tectonique du Gondwana

L'histoire de Madagascar est associée à celle du Gondwana. Le Gondwana représente approximativement le tiers des continents actuels, et contient environ 60% des ressources minérales mondiales (<http://Gondwana.brgm.fr/>). Il s'est assemblé et individualisé entre 700 Ma et 500 Ma, lors d'événements orogéniques néoprotérozoïques, par accretion tectonique d'anciens cratons, d'arcs insulaires, et de reliques de croûtes océaniques. Ces cratons sont composés de terrains d'âges Archéen, Paléoprotérozoïque et Mésoprotérozoïque ; et sont eux-mêmes issus de la fragmentation d'un autre supercontinent d'âge Mésoprotérozoïque, appelé Rodinia. Ce dernier est supposé s'être formé à 1 Ga à la fin de l'orogénèse Grenvillienne, par agglomération des blocs du supercontinent Columbia (Fig. 1.1).

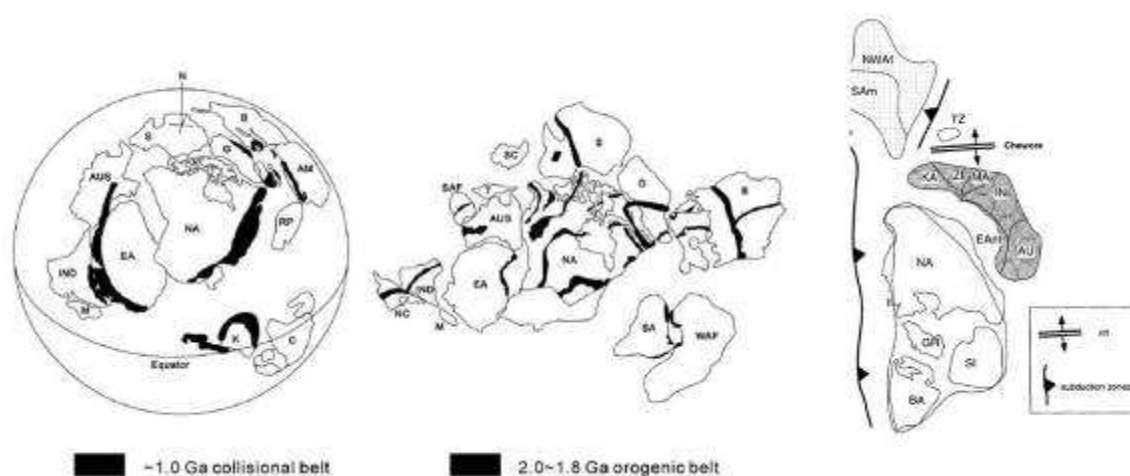


Figure 1.1 : Les « supercontinents » de l'histoire de la terre. De gauche à droite : Rodinia à 1Ga, Pré Rodinia (Hou et al., 2008), et Columbia à 1,8Ga (Zhao et al., 2002; Rogers et al., 2003).

Au Néoprotérozoïque (entre 650 Ma et 600 Ma), des forces de tension ont progressivement développé des rifts continentaux au sein du Rodinia pour donner le Gondwana, la Laurentia, la Siberia et la Baltica. Le Gondwana englobe les ensembles précambriens de l'Amérique du Sud, de l'Afrique, de l'Australie, de l'Antarctique, du Sud de l'Europe et de la Chine. Vers 550 Ma, l'océan Iapetus s'ouvre entre la Laurentia et le Gondwana, (Fig. 1.2).



Figure 1.2 : Carte de la terre à 550 Ma, ouverture de l'océan Iapetus, vue du pôle Sud. (<http://fr.wikipedia.org/wiki/Accueil>)

A 500 Ma, à l'extrême fin du Cambrien, le mouvement s'est inversé. Le Sud du Laurentia passe d'une marge passive à une marge active où se développe une zone de subduction.

La migration du Gondwana entraîne ainsi la fermeture de l'Océan Rheïque qui sépare le Gondwana des blocs continentaux de l'hémisphère Nord (Laurentia, Baltica, Sibérie, Kazakhstan). La collision de ces ensembles de continents au Carbonifère (360 Ma – 295 Ma), et la fermeture consécutive de l'Oural au Permien (295 Ma – 250 Ma), conduisent à la formation d'un supercontinent : la Pangée, composé du Gondwana au Sud et du Laurasia au Nord.

Depuis le Jurassique (205 Ma – 135 Ma), la Pangée, et par voie de conséquence le Gondwana, se fragmente et évolue vers la configuration actuelle des continents. Madagascar, l'Afrique, l'Arabie, l'Inde, l'Amérique du Sud, l'Antarctique et l'Australie sont des blocs continentaux résultant de la dislocation du Gondwana il y a environ 180 Ma. Du Néocarbonifère (300 Ma), jusqu'à la fin du Lias supérieur (~180 Ma), l'ouverture du canal de Mozambique est une manifestation de la fragmentation de la Pangée en Afrique de l'Est. Toute la côte Ouest de Madagascar est marquée par cet événement.

2- L'orogénèse Est-africaine (EAO), les différents modèles de paléoplaques

A la fin du Néoprotérozoïque (~550 Ma), la collision entre les blocs Est et Ouest du Gondwana a donné le « *Greater Gondwana* », aussi appelé Pannotia. Cette collision correspond à une zone de déformation majeure qui traverse du Nord au Sud l'ensemble de l'Afrique de l'Est par la ceinture du Mozambique (Holmes, 1951).

Les incertitudes sur la formation du Gondwana sont assez larges, avec des événements successifs. Des collisions de plusieurs micros blocs sont identifiées, mais sont assez mal définies ; et la localisation des structures majeures associées, comme les zones de cisaillements et les sutures océaniques, est très aléatoire.

Dans ce chapitre sont ainsi présentés, en plusieurs articles, différentes paléogéographies et différents concepts qui vont vers une complexification des événements. Cette présentation non exhaustive montre les modèles de différents auteurs.

2.1 - Modèle de Stern et al., 1994-2007

L'analyse géochimique des roches a permis de caractériser et de définir l'évolution de la croûte continentale au sein de la ceinture du Mozambique. On distinguerait ainsi trois domaines d'âges :

- i) un craton Néoprotérozoïque,
- ii) un ensemble de croûtes archéennes remaniées au Néoprotérozoïque
- iii) et une croûte Néoprotérozoïque juvénile (Stern, 1994; Stern, 2002; Stern, 2007). Une carte de reconstitution Pré Jurassique est donnée sur la Figure 2.1. L'Orogénèse Est

Africaine (EAO) serait alors définie sur la position des ensembles de croûtes juvéniles Néoprotérozoïques, pris entre ces croûtes plus anciennes remaniées. Des zones de sutures sont ainsi proposées (en rouge, Fig. 2.1).

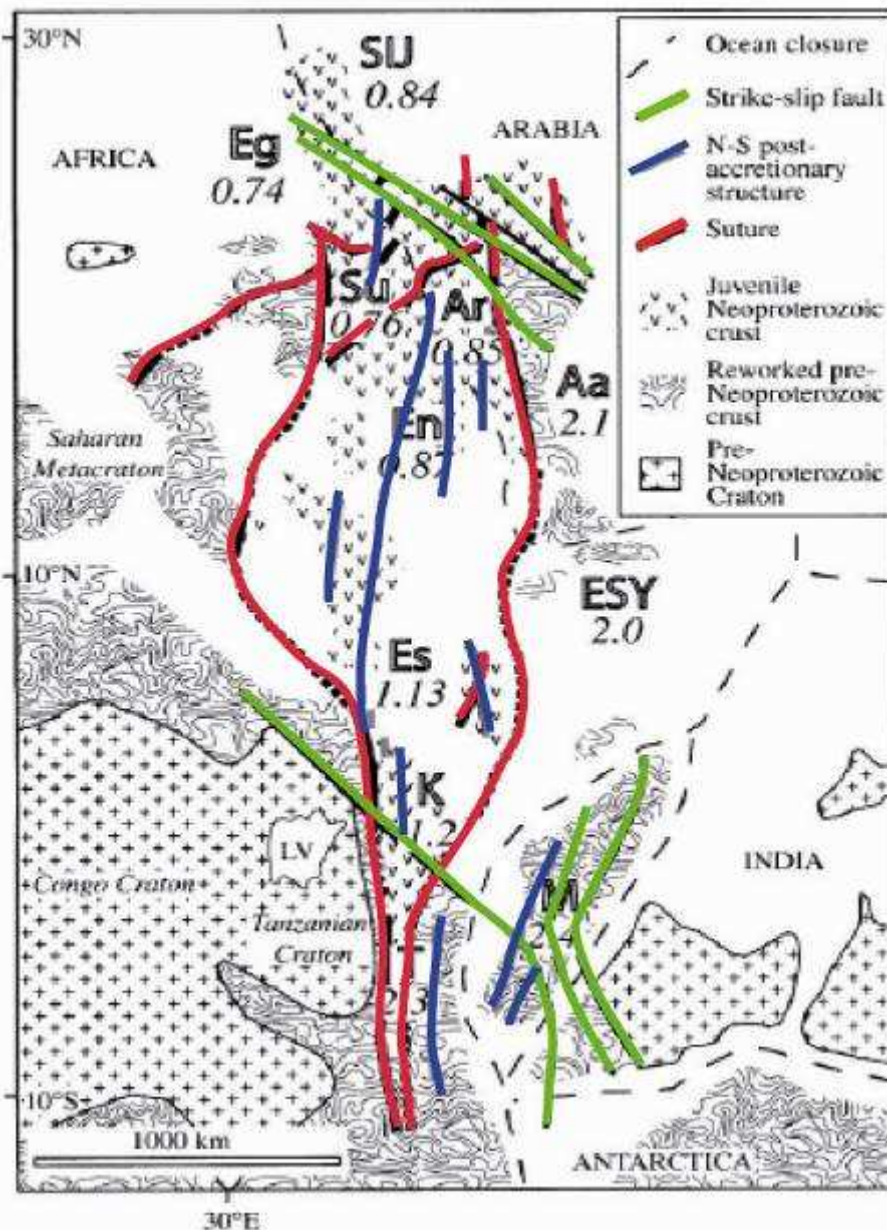


Figure 2.1 : Carte de la partie centrale du Gondwana (Stern, 2002)

Localisation de la probable ligne de suture (en rouge), des structures tectoniques post-accréion (en bleu) et des failles en décrochement (en vert).

2.2- Modèle de Shackleton, 1996

Après la fermeture de l'océan Mozambique, la collision entre l'Est et l'Ouest Gondwana serait datée entre 680 Ma et 550 Ma. La position des 4 lignes de suture est cartographiée en rouge sur la figure 2.2 (Shackleton, 1996). Parmi ces 4 lignes possibles de sutures océaniques, Shackleton proposerait la ligne 2 comme la limite la plus probable séparant l'Est et l'Ouest Gondwana.

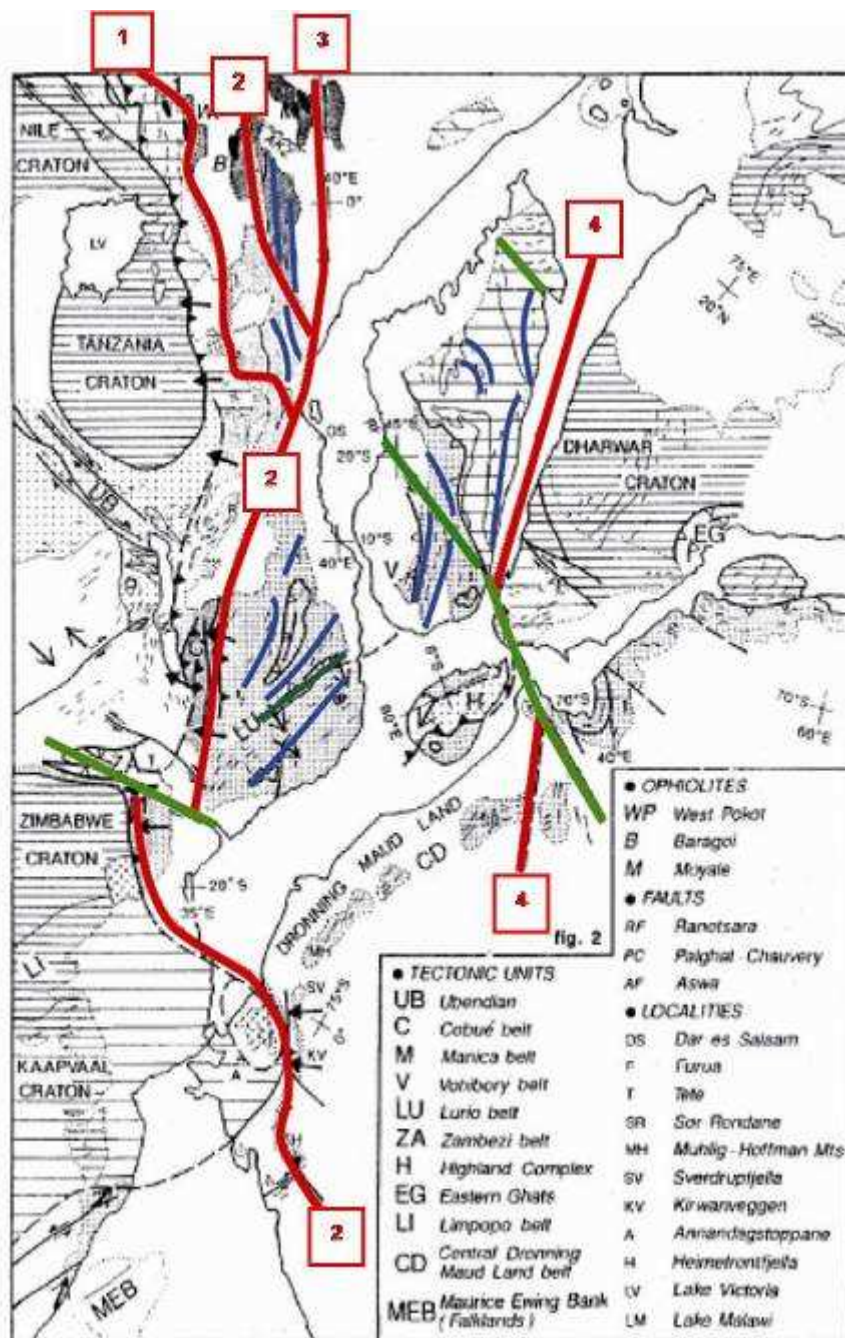


Figure. 2.2: Carte de la partie centrale du Gondwana (Shackleton, 1996) ; localisation de probables lignes de sutures océaniques (rouge), des zones de cisaillements (bleu), et des déformations cassantes (vert).

2.3- Modèle de Muhongo et al., 2003

En tenant compte des structures et âges obtenus au sein de la Tanzanie, Muhongo et al. (2003, et références associées) mettent en évidence des événements Kibariens (1300 Ma - 1000 Ma), et datent le pic du métamorphisme granulitique associé à l'EAO à 640 Ma (Fig. 2.3). Sur cette figure, la position de Madagascar contraste avec celle de Shackleton (1996, la ligne 4 a

disparue). La position paléogéographique des blocs continentaux est celle proposée par Reeves et al., 2002).

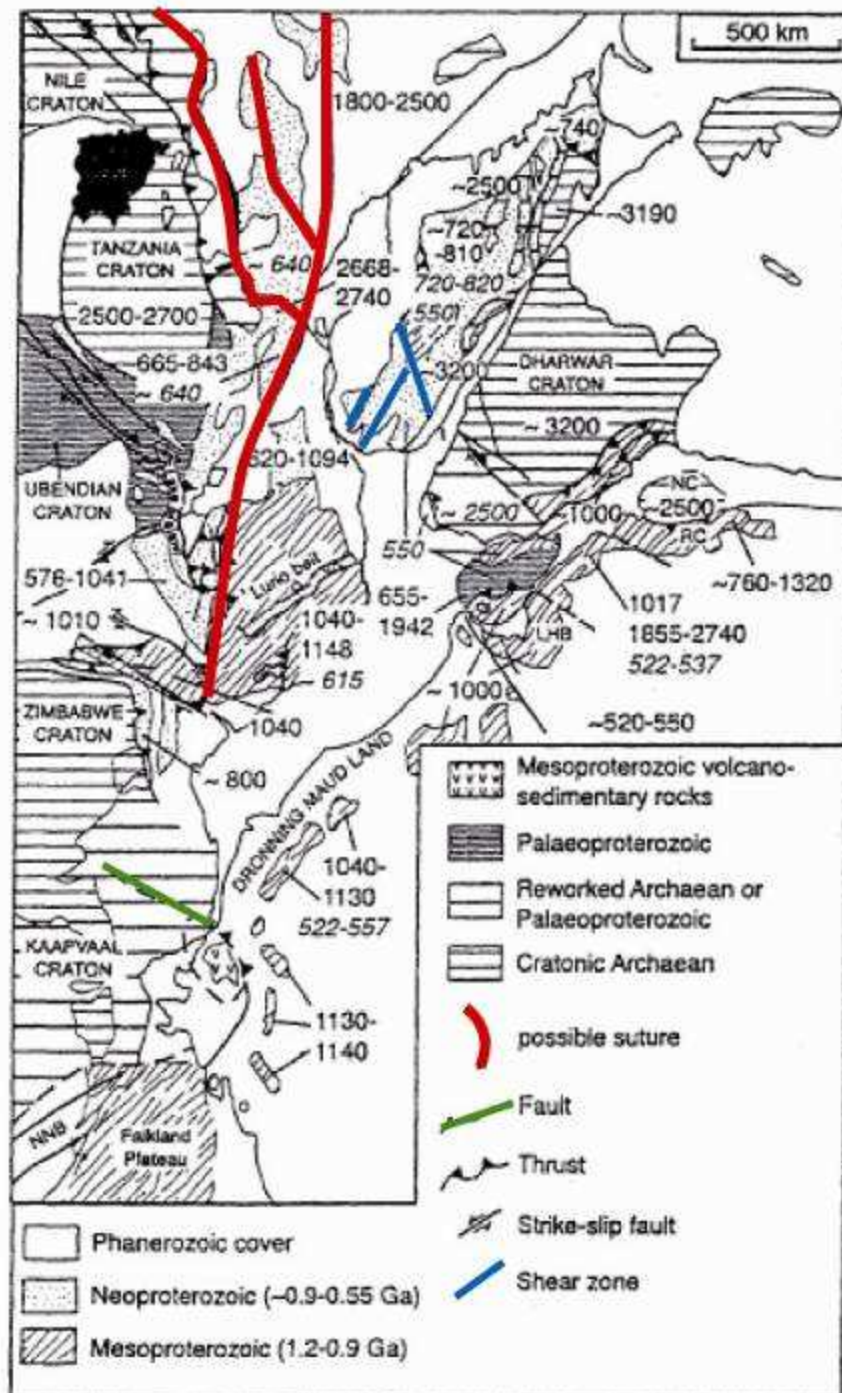


Figure. 2.3 : Carte de la partie centrale du Gondwana (Muhongo et al., 2003).

2.4- Modèle de Meert et al., 2003 - 2008

Dans ses articles, Meert souligne la difficulté de définir la zone de collision continentale de type Himalayen associée à la ceinture du Mozambique. Il propose ainsi à la place un modèle de collision unique entre L'Est et l'Ouest Gondwana, avec une série plus complexe

d'évènements orogéniques dans l'intervalle de temps 750 Ma - 530 Ma (Fig. 2.4). Ainsi il propose :

- i) l'amalgamation de différents arcs dans la région Arabie – Nubie (avant les 750 Ma),
- ii) suivi de l'EAO proprement dite (750 Ma - 620 Ma), qui serait une collision continentale oblique entre le Kenya -Tanzanie et un ensemble de collage assez mal défini entre Madagascar – le Sri Lanka – les Seychelles – l'Inde et l'Est Antarctique.
- iii) et le deuxième épisode orogénique majeur, défini comme l'orogénèse Kuunga, prendrait place entre 570 Ma et 530 Ma. Il résulterait, comme nous l'avons dit plus haut, de la collision oblique entre un bloc Australie - Antarctique et les éléments assemblés auparavant (ii) par l'EAO (Meert, 2003; Meert et al., 2008).

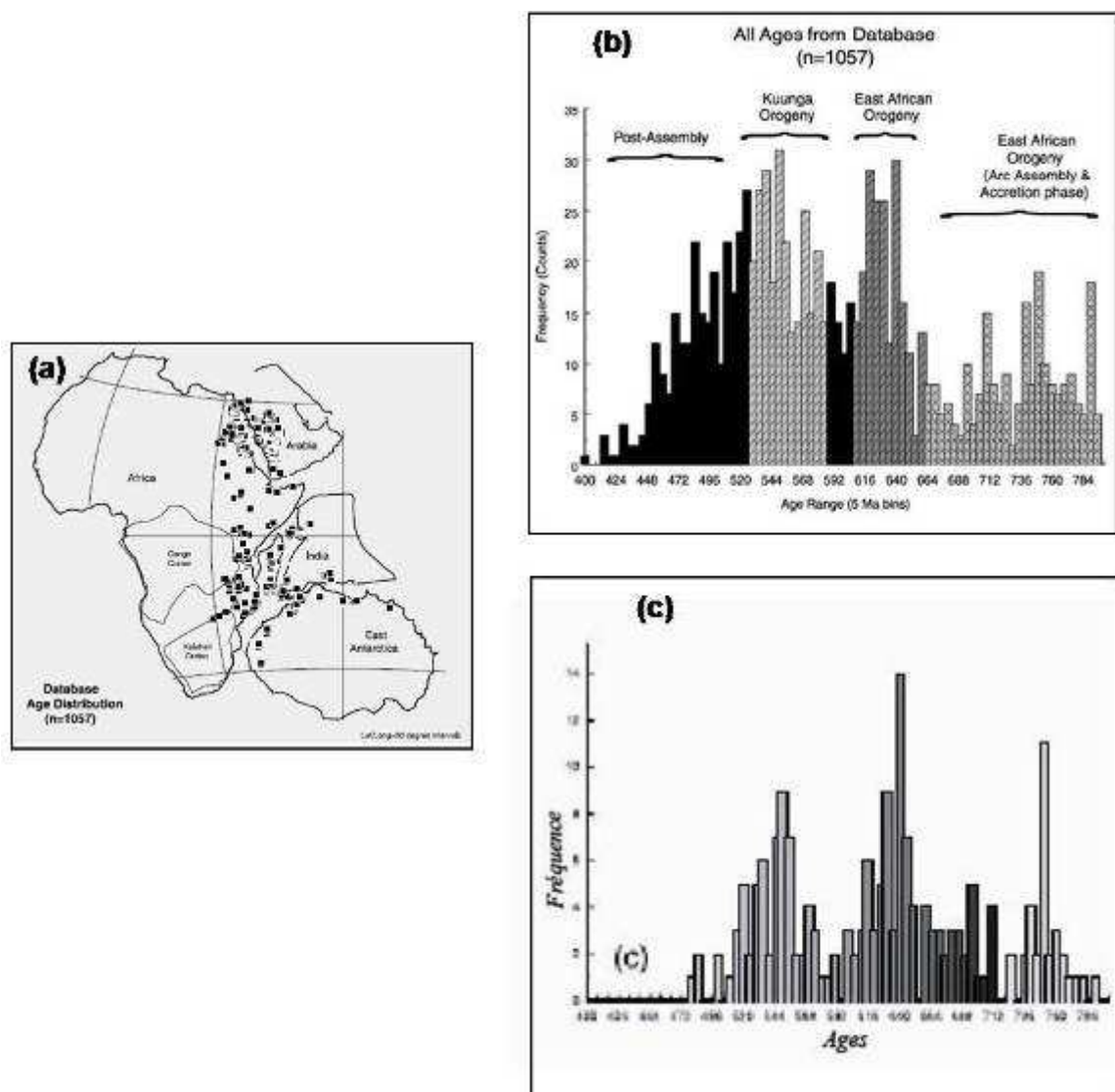


Figure 2.4 : Analyse statistique de la distribution des âges au sein du Gondwana (Meert, 2003). (a) Carte de distribution des points d'étude, (b) distribution de l'ensemble des âges disponibles, (c) résultat montrant les 3 pics.

2.5 - Modèle de Boger et al., 2004

Par une revue des données d'âges, Boger et al. (2004) proposent une collision continentale de plus par rapport au modèle de Meert précédent : l'orogénèse Kuunga serait suivie par l'orogénèse Ross - Delamerian durant le paléo et méso Cambrien (Fig. 2.5). Ils notent que ces événements auraient été tous les deux actifs entre 515 Ma et 490 Ma. Cette orogénèse serait située plus au Sud de Madagascar, et elle se traduirait par une réorganisation des plaques dans tout le Gondwana.

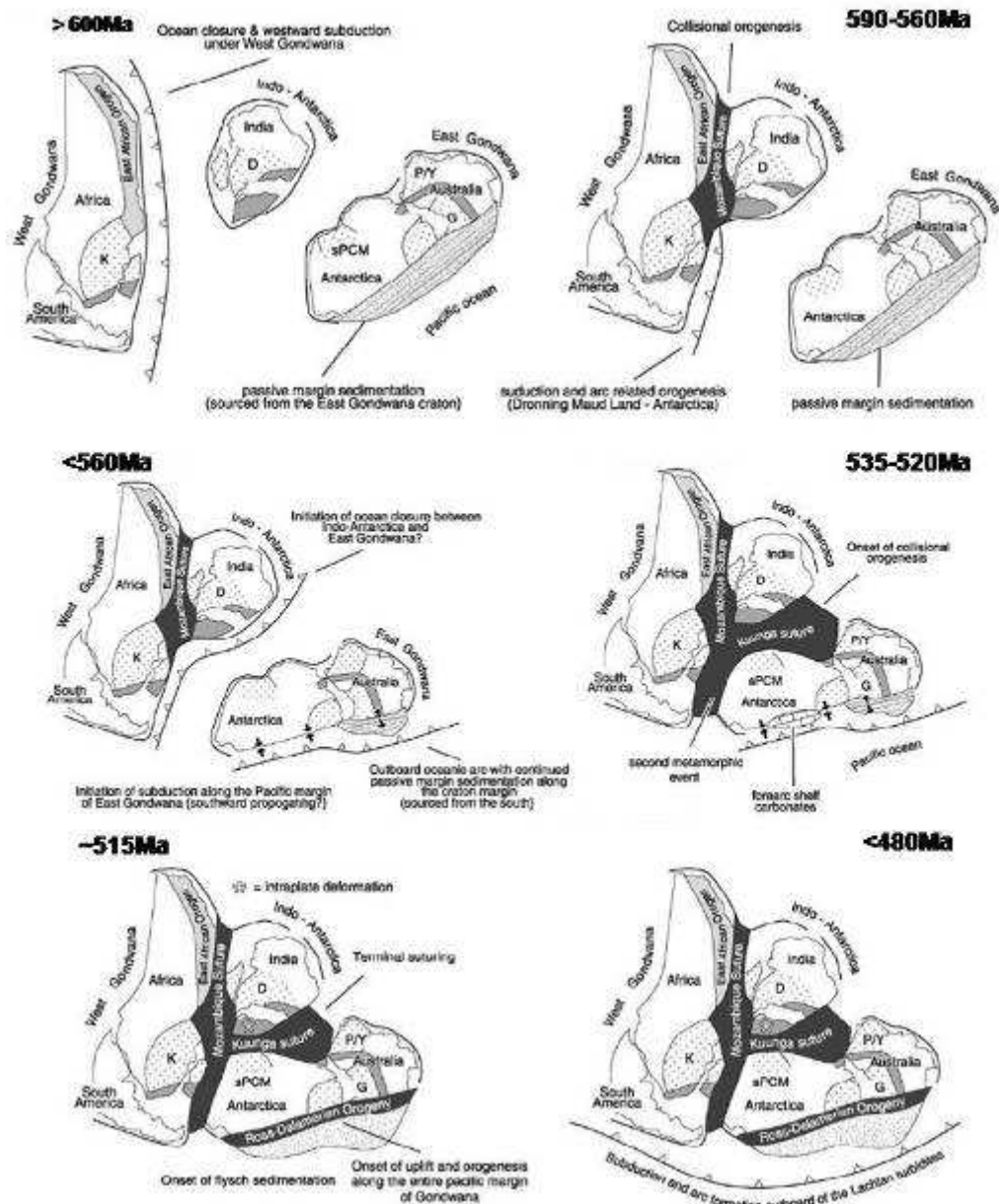


Figure 2.5 : Reconstitution du Gondwana de 600 Ma à 480 Ma (Boger et al., 2004).

2.6 - Modèle de Collins et al., 2005 - 2007

Sur la base de nouvelles données paléomagnétiques et géologiques, Collins et al. (2005) proposeraient l'existence d'un nouveau microcontinent : l'Azania. Ils soulignent

l'existence d'une région de croûte pré néoproterozoïque, entre les domaines orogéniques datés à la fin du Néoproterozoïque et du Cambrien.

L'Azania serait formé de roches archéennes et paléoproterozoïques. Il comprendrait différents ensembles: Madagascar, Somalie, Ethiopie et Arabie. L'orogénèse EAO serait alors selon ces auteurs, due à la collision de l'Azania avec l'ensemble Congo – Tanzanie – Bangweulu. Cette orogénèse serait datée de 650 Ma à 630 Ma.

Dans ce modèle l'Inde ne se serait amalgamée à aucun des blocs du Gondwana avant l'orogène Kuunga (défini en fin du Néoproterozoïque / Cambrien). La collision finale entre l'Inde, le bloc Congo – Tanzanie - Bangweulu, et Azania serait alors nommé l'orogénèse Malgache. Pour ces auteurs, cette orogénèse serait synchrone de la collision du Gondwana et du bloc Australie – Mawson (Fig. 2.6 ; Collins et al., 2005).

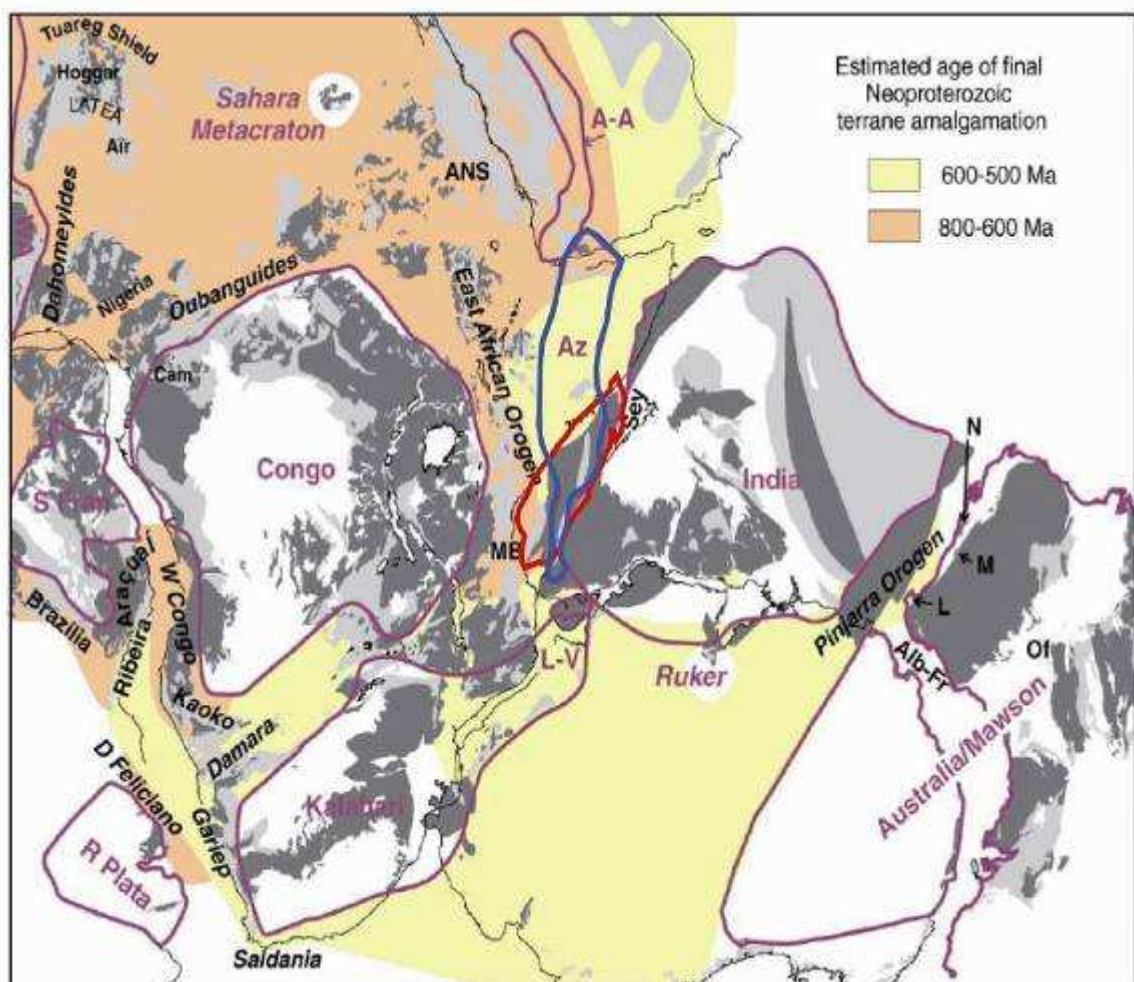


Figure 2.6 : Carte de la partie centrale du Gondwana (Collins et al., 2005). En rouge, les limites de Madagascar et en bleu le bloc Azania (Madagascar, Somalie, Ethiopie et Arabie).

Ces mêmes auteurs proposent également une représentation plus précise de la connexion entre Madagascar et l'Inde à 530 Ma (Fig.2.7) ; noter sur cette figure que le craton de Darwar (de l'Inde) se prolonge sur Madagascar (en gris foncé).

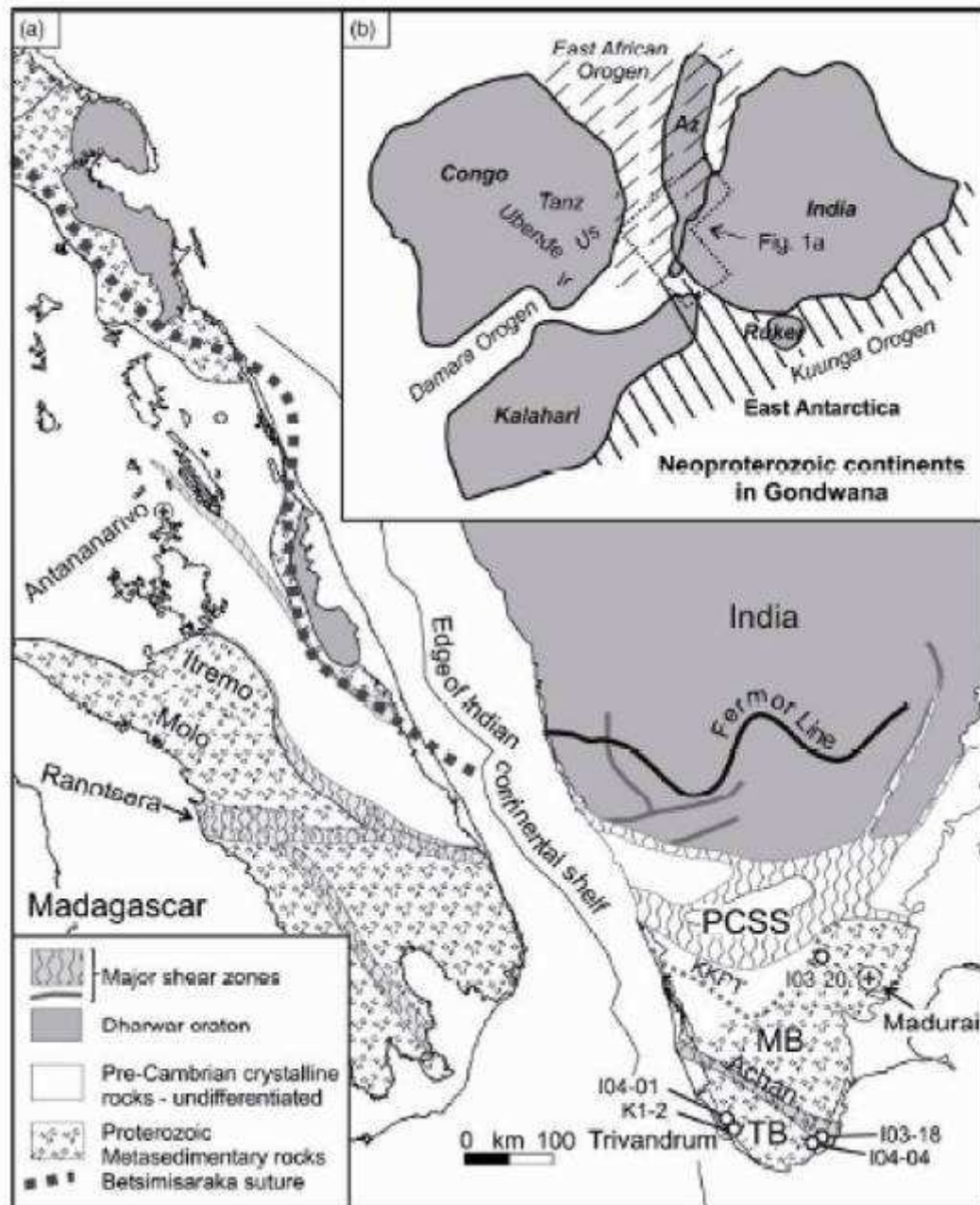


Figure 2.7 : Carte de reconstitution de Madagascar et l'Inde à 530 Ma (Collins et al., 2007)

3- Le socle précambrien de Madagascar

3.1- Les cycles orogéniques

L'orogénèse est tout processus conduisant à la formation d'un gradient de relief, soit un système montagneux édifié sur une portion de croûte (Foucault, 2001). En socle protérozoïque, de par l'absence de marqueur du relief et souvent la présence fréquente des latérites et des sédiments (récents), seul le magmatisme et le métamorphisme sont les indicateurs du cycle orogénique. La géochronologie absolue nous permet d'ordonner ces événements magmatiques et métamorphiques les uns par rapport aux autres, et parfois de mesurer leur durée.

A Madagascar, la datation est complexe à synthétiser : les différentes méthodes utilisées n'ont pas été équivalentes, les techniques de datation ont évolué rapidement dans le temps ; ainsi, il n'est pas toujours aisé de comprendre la signification des âges obtenus. C'est le cas par exemple des granites sécants sur les zones de cisaillements (ZC), comme la cas des granites de Carion (peu déformés), qui sont invoqués pour caler la fin des événements tectonométamorphiques transpressifs néoprotérozoïques – cambriens à ≈ 530 Ma (Grégoire et al., 2009).

Ce chapitre est une réflexion sur l'ensemble des données géochronologiques synthétisées par PGRM (2008) dans le cadre de nombreuses études (Andriamarohafatra et al., 1986; Andriamarohafatra et al., 1990; Nédélec et al., 1994; Paquette, 1994; Collins et al., 2003; De Wit et al., 2001; Handke et al., 1999; Jöns, 2006; Kabete et al., 2006; Paquette, 1994; Tucker et al., 1997; Martelat, 1998; Paquette et al., 1998; Rasolofomanana, 1998; Handke et al., 1999; Tucker et al., 1999; Kröner et al., 2000; De Wit et al., 2001; Tucker et al., 2001; Collins et al., 2003; Meert, 2003b; Paquette et al., 2004; Jöns, 2006; Kabete et al., 2006; Tucker et al., 2007), et des derniers travaux de cartographie de la Banque Mondiale.

L'ensemble de ces données fait un total de 446 mesures d'âges (PGRM, 2008) qui sont géoréférencées sur le système de projection Laborde 1925. J'ai réalisé une analyse géostatistique (méthode des noyaux de Kernel) de la répartition de ces points de mesures géochronologiques (Fig. 3.1). Pour un total de 892 points de mesures effectués (PGRM, 2008), j'ai utilisé un rayon $R = 20$ km. On remarque sur la figure 3.1 que de vastes zones sont encore vierges de toute datation moderne.

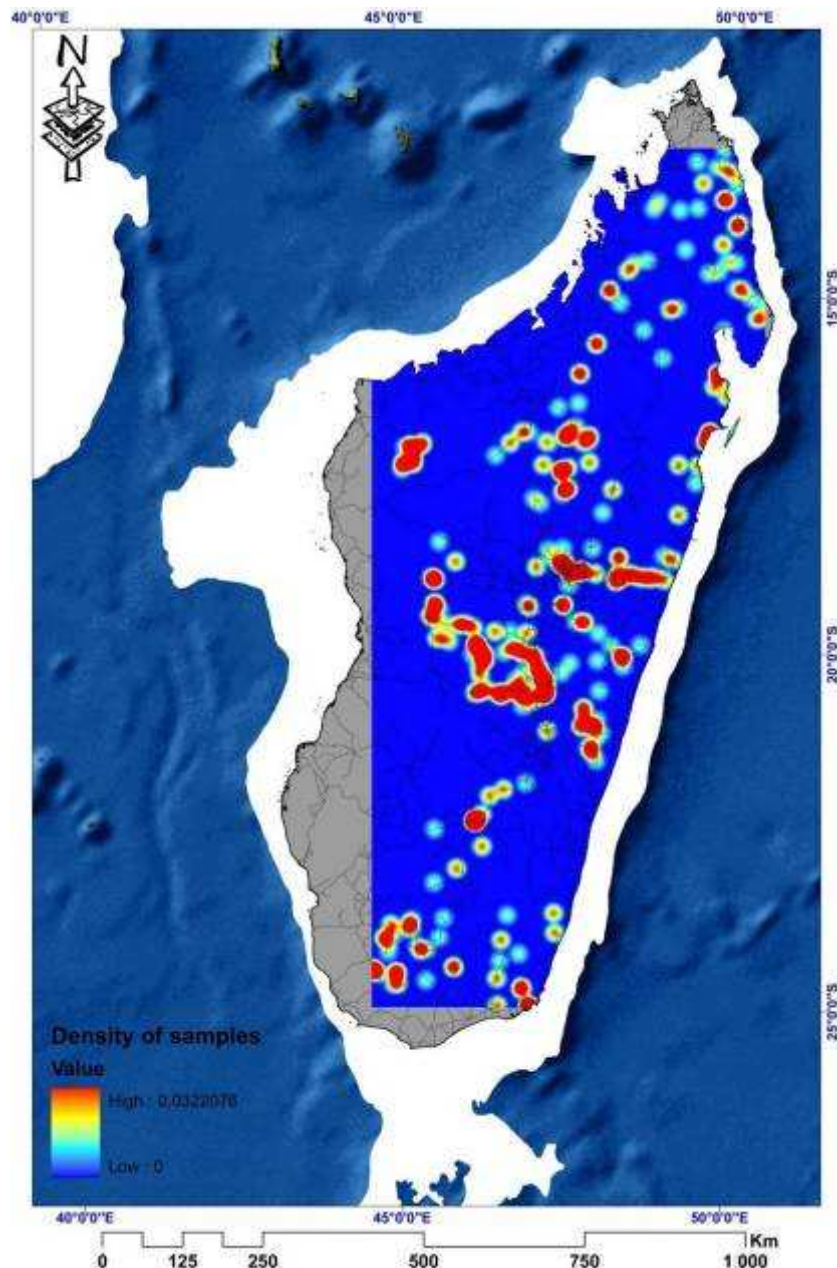


Figure 3.1 : Carte de la densité des points de leviers géochronologiques, localisés par rapport aux routes nationales à Madagascar (trait noir). La zone grise limite les côtes de Madagascar, et la zone blanche délimite approximativement le plateau continental malgache et celui de l’Afrique de l’Est. On remarque que de vastes surfaces sont encore vierges de toute datation moderne.

Si l’on prend les âges dans leur ensemble, il est intéressant d’observer leur distribution statistique. On définit ainsi d’une manière générale 5 familles d’âges (Fig. 3.2 ; Moine, 2005):

- (i) une histoire archéenne (peu enregistrée),
- (ii) l’orogénèse fini archéenne,
- (iii) éventuellement l’orogénèse du Grenville,
- (iv) le magmatisme d’arc
- (v) et l’orogénèse Panafricaine.

L'allure de l'histogramme montre une continuité entre le magmatisme d'arc et l'orogénèse Panafricaine.

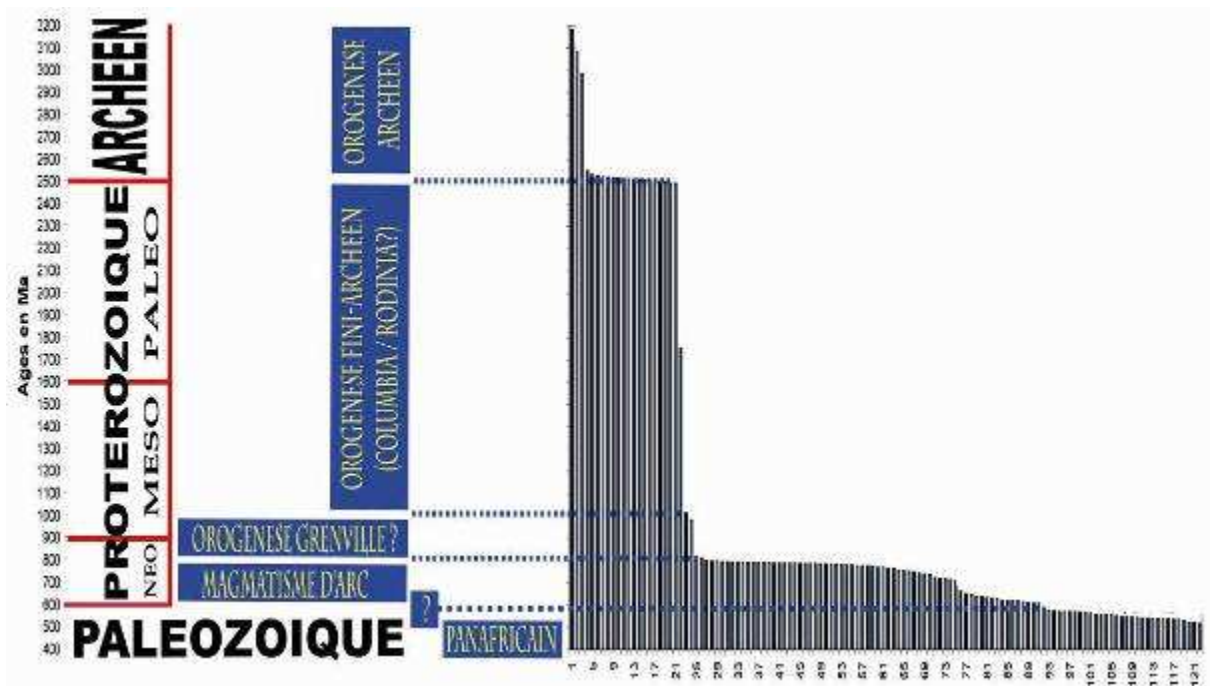


Figure 3.2 : Les âges disponibles sur l'échelle du temps et des événements géologiques, de l'Archéen au Dévonien (n=123 ; Moine, 2005), projetée sur l'échelle des temps et événements géologiques. En abscisse, les numéros correspondent à l'identité du point.

Dans l'intervalle de temps 800 Ma à 400 Ma (Figs. 3.3, 3. 4), on observe trois événements magmatiques successifs :

- i) des roches ignées issues de magma d'arc de type andin, datées dans l'ensemble à 800 Ma,
- ii) des laves de granites à foliation plate, dont la mise en place est datée du Néoprotérozoïque (630 Ma),
- iii) et des granites syn et tardi - tectoniques vers les 550 Ma à 530 Ma.

Si l'on ne considère que les données du métamorphisme de haute température « amphibolite facies de haut degré et granulite faciès » (entre 800 Ma et 300 Ma, Figs. 3.3, 3. 4), plusieurs épisodes métamorphiques de haut grade ont été identifiés :

- (i) le métamorphisme granulitique à ≈ 630 Ma, qui serait associé aux pressions les plus élevées (12 kbar, dans la région Sud – Ouest de Madagascar, Fig. 3.3 ; Jöns, 2006) ;
- (ii) le métamorphisme de ultra haute température qui serait daté autour de ≈ 570 Ma ;
- (iii) et le métamorphisme granulitique de basse pression (5 kbar) qui est généralisé dans le Sud de Madagascar (Fig. 3.3). Ce dernier est enregistré depuis ≈ 550 Ma, avec des circulations fluides, jusqu'à au moins ≈ 480 Ma (Martelat, 1998 ; Berger et al., 2006).

La figure 3.3 montre également que les âges depuis 630 Ma se recouvrent géographiquement. C'est-à-dire que sur une même zone (comme dans le Sud de l'île, région des

villes d'Ihosy et d'Ifanadiana), on peut avoir à la fois des âges métamorphiques à 630 Ma (étoiles rouges), à 550 Ma (étoiles bleues), et des âges plus récents autour de 500 Ma (étoiles jaunes).

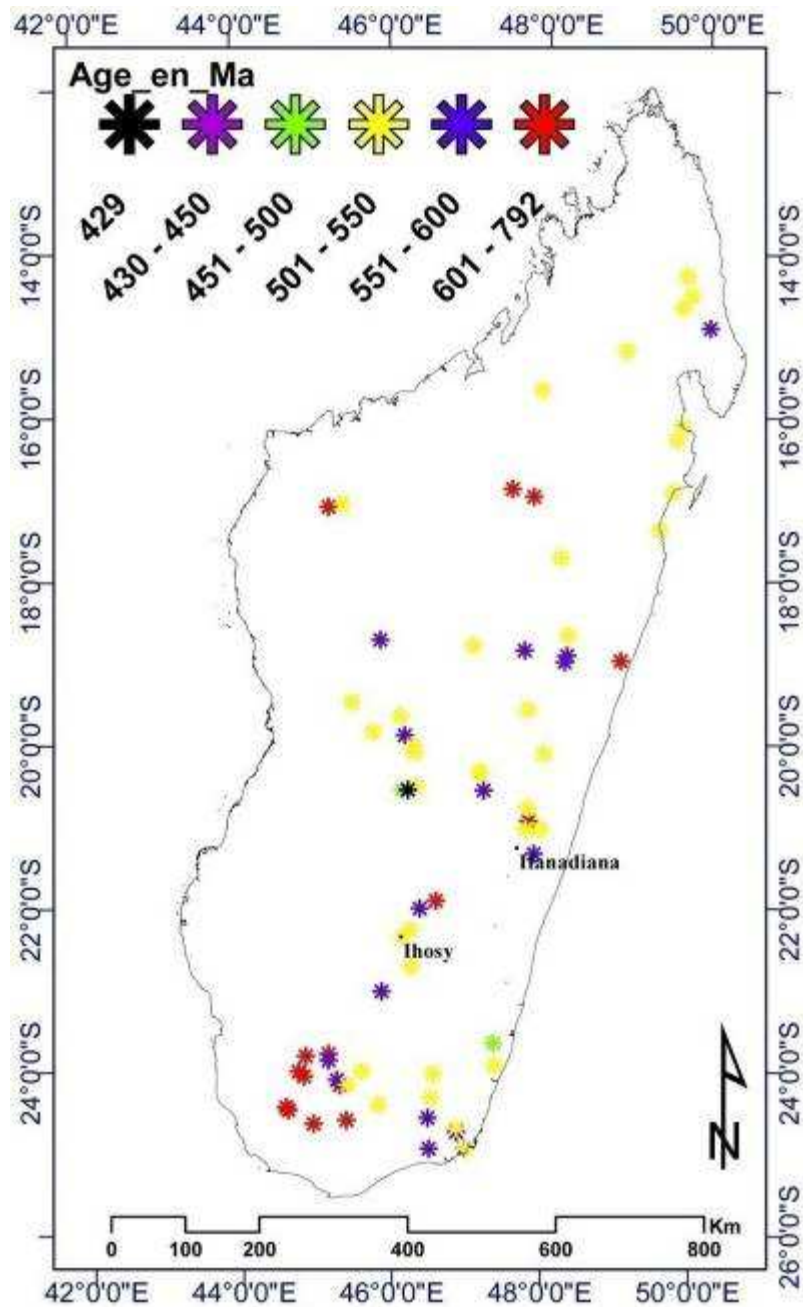


Figure 3.3 : Répartition géographique des âges du métamorphisme (amphibolite facies de haut degré et granulite faciès) enregistré entre 800 Ma à 400 Ma (n=107 ; PGRM, 2008).

Sur la figure 3.4, on voit clairement la dominance des âges métamorphiques entre 570 Ma et 500 Ma, qui constituent 65% des données. De plus, sur cette même figure, l'allure continue de la courbe montre la difficulté de séparer les âges en de possibles groupes d'âges (ou évènements). Ainsi, on se pose la question de l'évolution continue (subduction par exemple) ou discontinue des phénomènes géologiques qui ont eu lieu à Madagascar durant le Néoprotérozoïque.

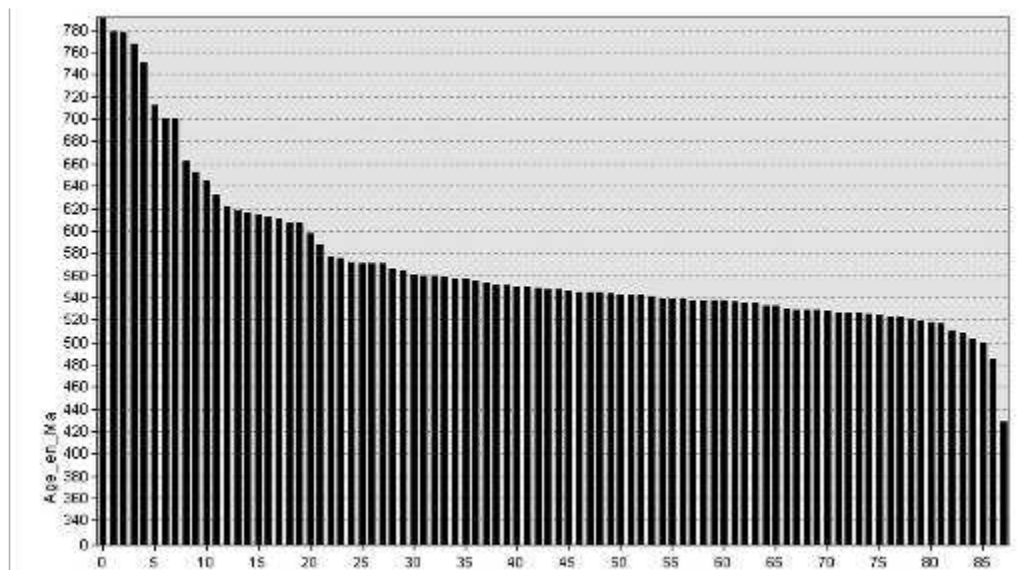


Figure 3.4 : Distribution des âges du métamorphisme sur l'échelle de temps 800 Ma à 300 Ma (n=107 ; PGRM, 2008). En abscisse les numéros correspondant à l'identité du point. Localisation de ces âges sur la figure 3.3.

3.2- Les grands ensembles litho tectoniques

Des unités litho - stratigraphiques et tectono - métamorphiques ont été proposées par différents auteurs dont Bésairie (1967), Hottin (1976), Windley et al. (1994), Ashwal et al. (1999) et Maarten J. (2003).

La carte de synthèse de Hottin (1972, Fig. 3.5 et légende associée) présente un découpage chronologique et lithologique assez détaillé. Cette carte a souvent été reprise dans les bases des travaux récents, pour réaliser les nouveaux découpages tectonométamorphiques (Windley et al., 1994 ; Ashwal et al., 1999; Collins et al., 2001 ; Maarten, 2003). Par exemple, actuellement, le découpage tectono - métamorphique le plus utilisé est celui de Collins et al. (2001, Fig. 3.6a), qui propose 7 unités tectoniques majeures. Cependant, on constate par comparaison avec la carte de Hottin (1972, Fig. 3.5), que les deux sont similaires. Un nouveau découpage plus précis et plus complexe avec 13 domaines tectonométamorphiques est proposé par PGRM (2008, Fig. 3.6b).

Ainsi, j'emprunterai dans cette thèse les nomenclatures de Hottin (1972), Collins et al. (2001), et la classification de PGRM (2008, Fig. 3.6b).

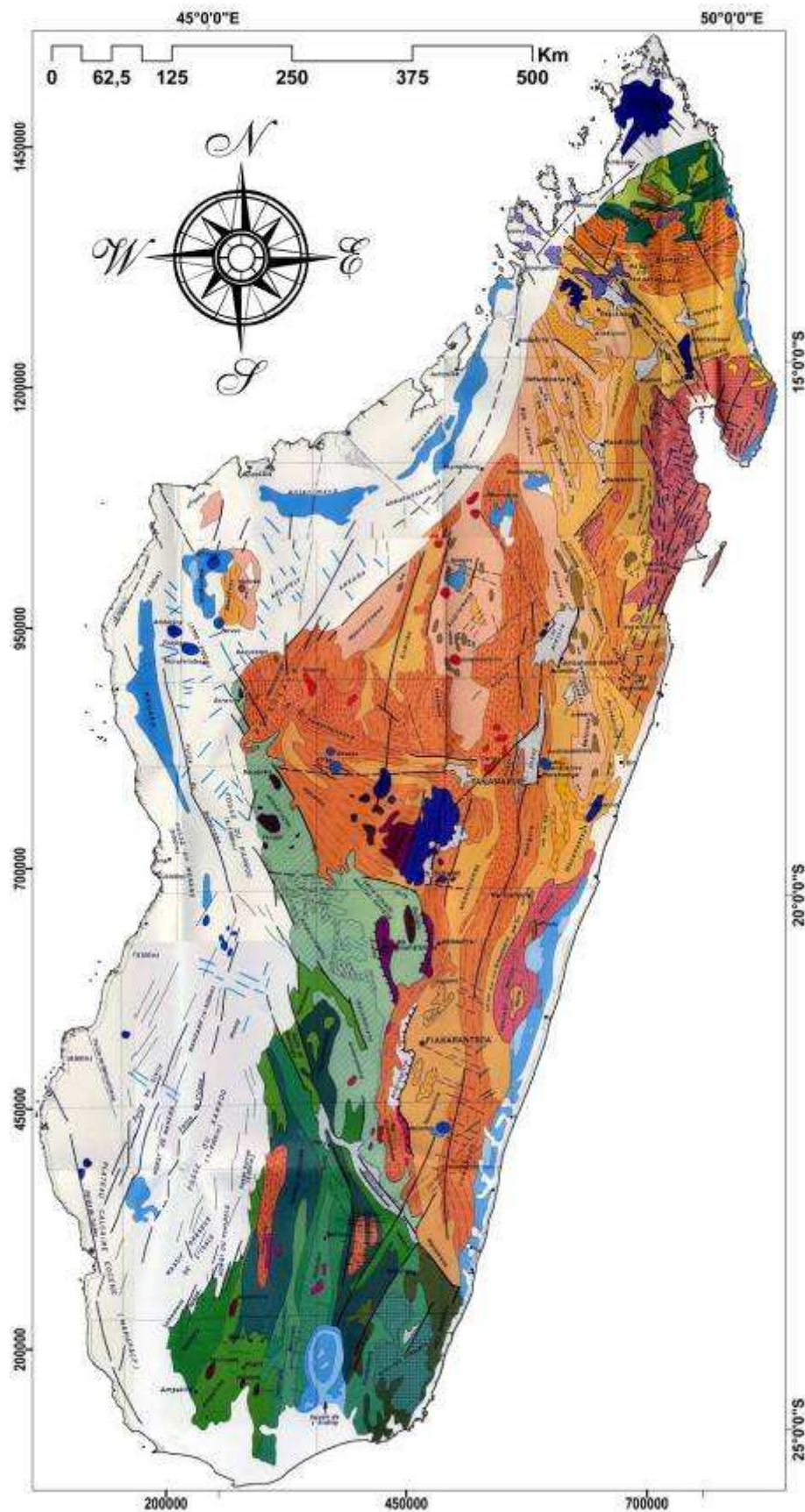
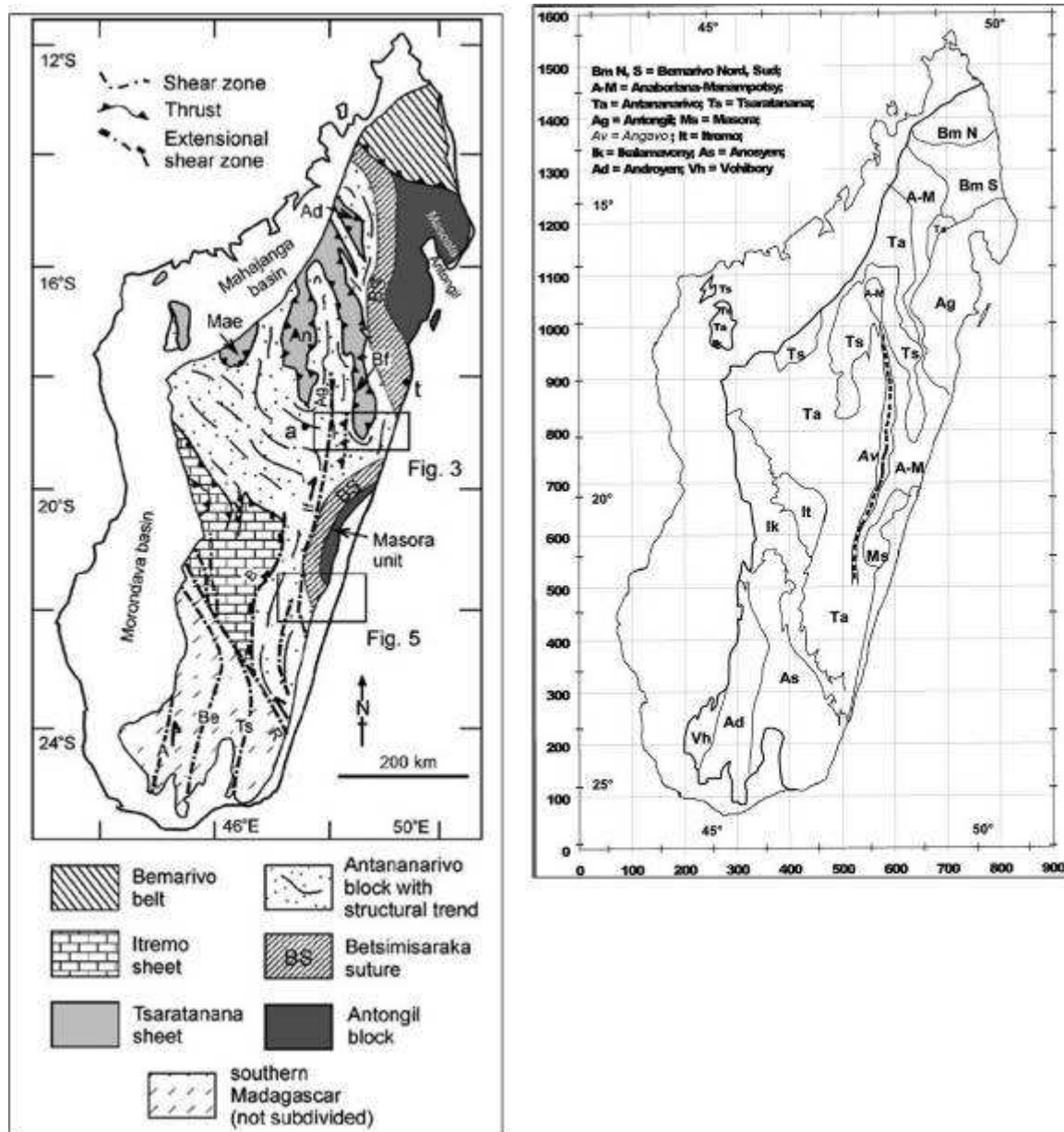


Figure 3.5 : Carte de synthèse de Madagascar (Hottin, 1972), projetée sur le système de référence Madagascar - Laborde1925. La légende associée (page suivante) présente un découpage en âge et des regroupements lithologiques (formations et séries) associés en groupes et systèmes. Notons que la notice d'interprétation est publiée dans Hottin (1976).





Figures 3.6: Les domaines tectono - métamorphiques de Madagascar : (a) à gauche : d'après Collins et al (2001) ; (b) à droite, d'après PGRM (2008).

3.2.1- Les ensembles Archéens

Ils regroupent les blocs Antongil (Masora) et Antananarivo (Fig. 3.4), ainsi que les roches mafiques-ultramafiques. Celles-ci définissent l'unité de Tsaratanana (Goncalves et al., 2003). Une zone de suture océanique, dite « Betsimisaraka » limiterait à l'Est ces blocs archéens (Collins et al., 2003; Raharimahefa et al., 2006).

3.2.1.1- L'ensemble Antongil

L'ensemble Antongil est divisé en deux blocs : Antongil-Masora 1 (le bloc Antongil au Nord - Est, Fig. 3.6a) et Antongil-Masora 2 (le bloc Antongil Sud - Est, Fig. 3.6a). Le bloc Antogil-Masora 1 est constitué principalement de roches granodioritiques d'âges compris entre 2521 Ma - 3187 Ma (Tucker, 1997). L'Antongil-Masora 2 a enregistré 3 périodes magmatiques : 2513 Ma – 2523 Ma et 2532 Ma (Paquette et al., 2003).

3.2.1.2- L'ensemble Antananarivo

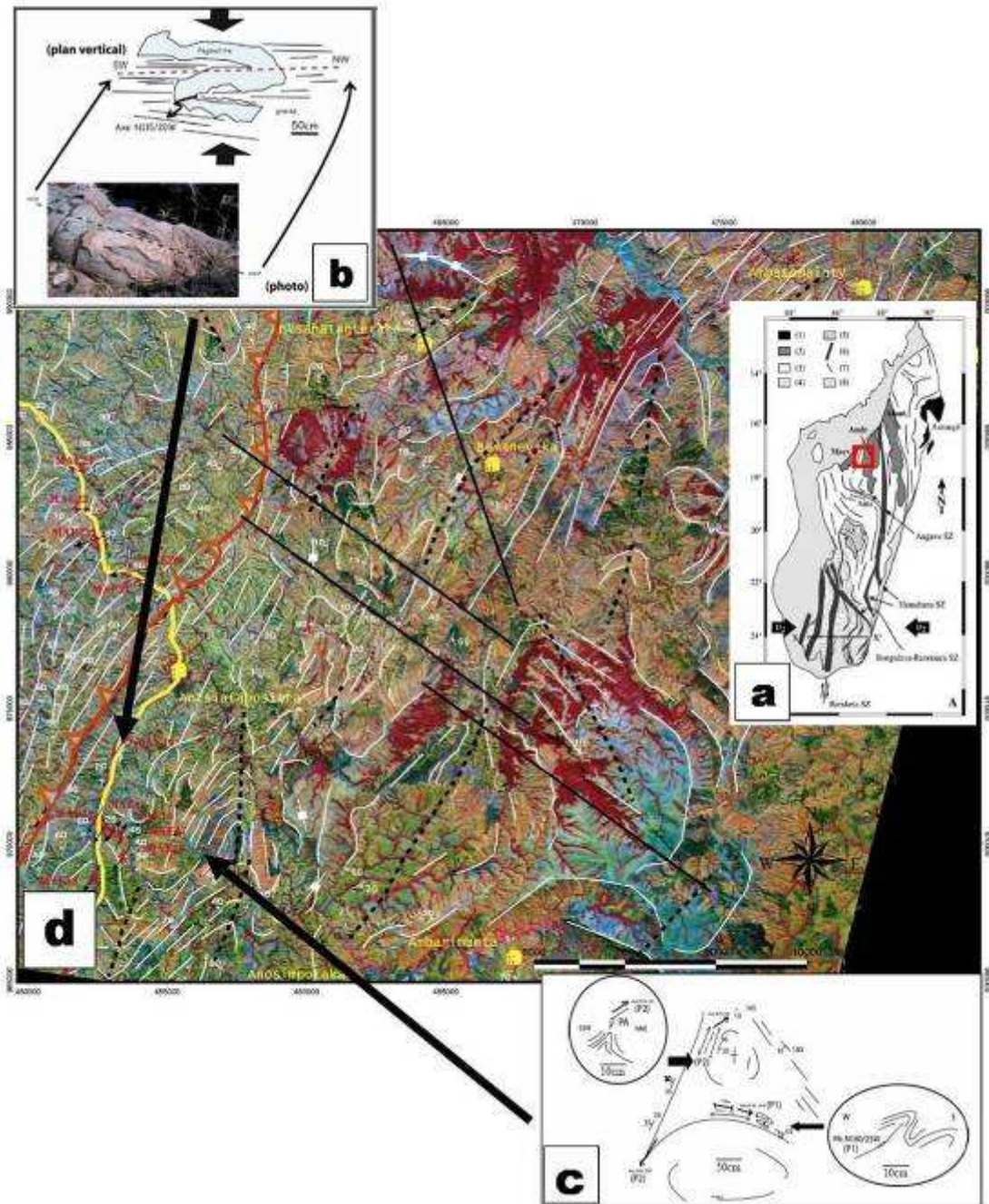
Les différentes études sur le bloc Antananarivo soulignent plusieurs phases de métamorphisme successifs. Il est composé d'un assemblage successif de gneiss et de migmatites. Trois événements magmatiques majeurs y sont enregistrés allant de :

- (i) 820 Ma - 720 Ma,
- (ii) 630 Ma - 561 Ma,
- (iii) et 537 Ma - 527 Ma.

Les protolithes des sédiments les plus anciens sont datés à 2550 Ma (USGS-BGS-PGRM, 2004).

Dans le cadre de mon stage en M2R (Randrianasolo, 2004), j'ai travaillé dans la région Nord Ouest de l'île (localisée sur la Fig. 3.7a). Cette zone peut être représentative du bloc dans son ensemble. Dans cette région, les gneiss migmatitiques sont dominants et ils présentent une foliation dominante de direction N 30°, avec des pendages variables et des linéations minérales de direction N 35°, faiblement pentées vers le Sud. Dans des zones préservées de la déformation, une intercalation de granite et de gneiss amphibolitique est souvent observée (Fig. 3.7b). Les granites sont plissés, et ses plans axiaux épousent relativement la foliation du gneiss (direction N 25°, plongeant de 70° vers le Nord - Ouest, avec un axe des plis de direction N 115°, plongeant de 20° vers l'Ouest).

Une des caractéristiques du bloc Antananarivo est l'existence d'interférences de plis en forme de champignons, visibles à l'échelle de l'affleurement (Fig. 3.7c) et à l'échelle kilométrique (Fig. 3.7d). Sur la figure 3.7c, les plans axiaux des différentes structures fermées présentent deux directions principales N 90° et N 180°. Les directions Est - Ouest sont reprises par les directions Nord – Sud. Ces géométries sont compatibles avec un épisode tardif de raccourcissement Est - Ouest. La forme en champignon correspond au figure d'interférences de plis, décrite sur la figure 3.8 par Ramsay (1987).



Figures 3.7 : Description structurale du bloc Antananarivo dans la région de Maevatanana (Randrianasolo, 2004) . (a) Carte géologique simplifiée de Madagascar (Goncalves et al., 2003), avec la localisation de la zone. (b) Plissement granitique dans de la matrice gneissique (GPS=17°22'51"S, 46°55'46"E) Interférences de plis de géométrie en champignons : (c) à l'échelle de l'affleurement (GPS=17°22'31"S, 46°55'46"E), (d) à l'échelle kilométrique, identifiées sur image satellite.

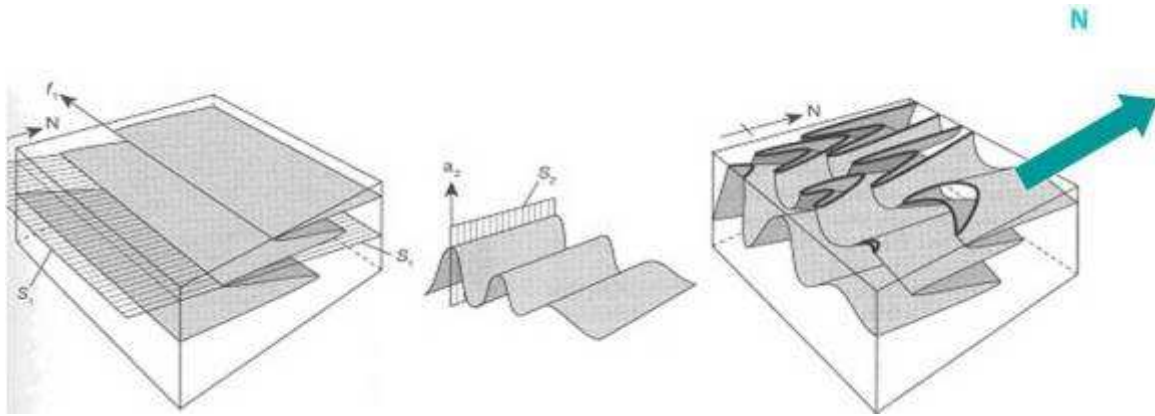


Figure 3.8 : Superposition de plis en champignons (Ramsay, 1987).

3.2.1.3- Les ensembles mafiques et ultramafiques, l'unité de Tsaratanana

Les roches mafiques-ultramafiques de l'unité de Tsaratanana sont localisées dans la région Nord centrale (Andriamena) et Nord Ouest (Maevatanana) de Madagascar (Fig. 3.9).

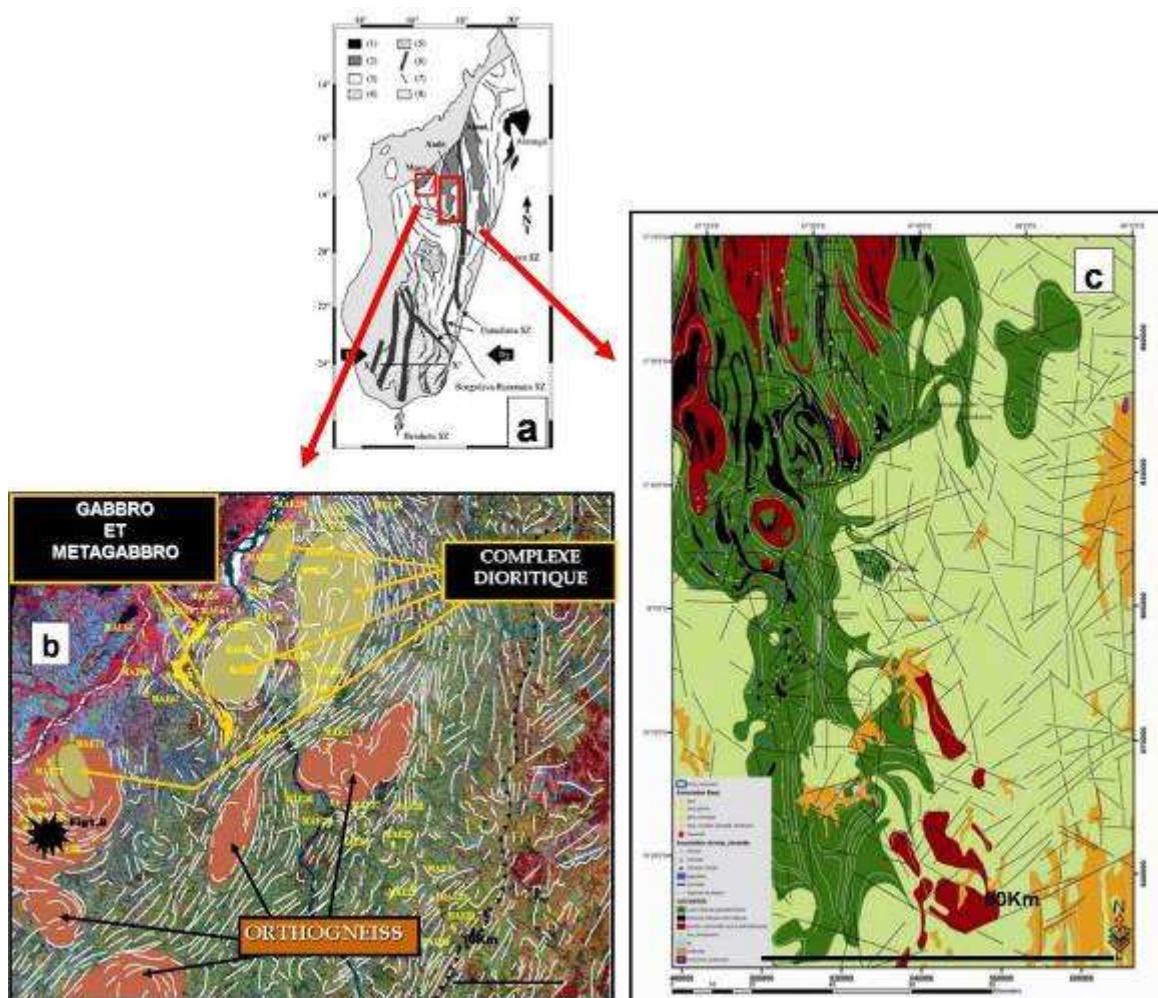


Figure 3.9 : Les complexes mafiques ultramafiques du Nord de Madagascar

(a) Carte géologique simplifiée de Madagascar, (Goncalves et al., 2003). Cartes litho structurales simplifiées : (b) des complexes mafiques de Maevatanana sur un fond d'image satellite (Randrianasolo, 2004) ; (c) de la partie Sud des complexes basiques ultrabasiques de Andriamena (Randrianasolo, 2007), la légende est décrite dans le texte ci-dessous.

(i) L'ensemble de Maevatanana est caractérisé par une lithologie contrastée : des gneiss amphibolitiques, de faciès haut degré, parfois à sillimanite (Randrianasolo, 2004), daté à 2502 ± 2 Ma, par la méthode U – Pb sur zircon (Tucker et al., 1999) ; et des orthogneiss, intrudés d'un complexe gabbroïque et dioritique (Fig. 4.8b). Une datation réalisée sur une granodiorite déformée a donné un âge de 779 ± 2 Ma (Tucker et al., 1999).

Toutefois, il est important de noter que « Maevatanana » aurait été déformé par au moins 2 épisodes majeurs (Fig. 3.10), auxquels la mise en place du complexe dioritique serait sub-contemporaine. En effet, il existe au moins trois générations de diorites à Maevatanana (Fig. 3.10) : un filon D3 non déformé, qui recoupe des filons plus anciens D1 et D2 (plus ou moins déformés ; Randrianasolo, 2004).

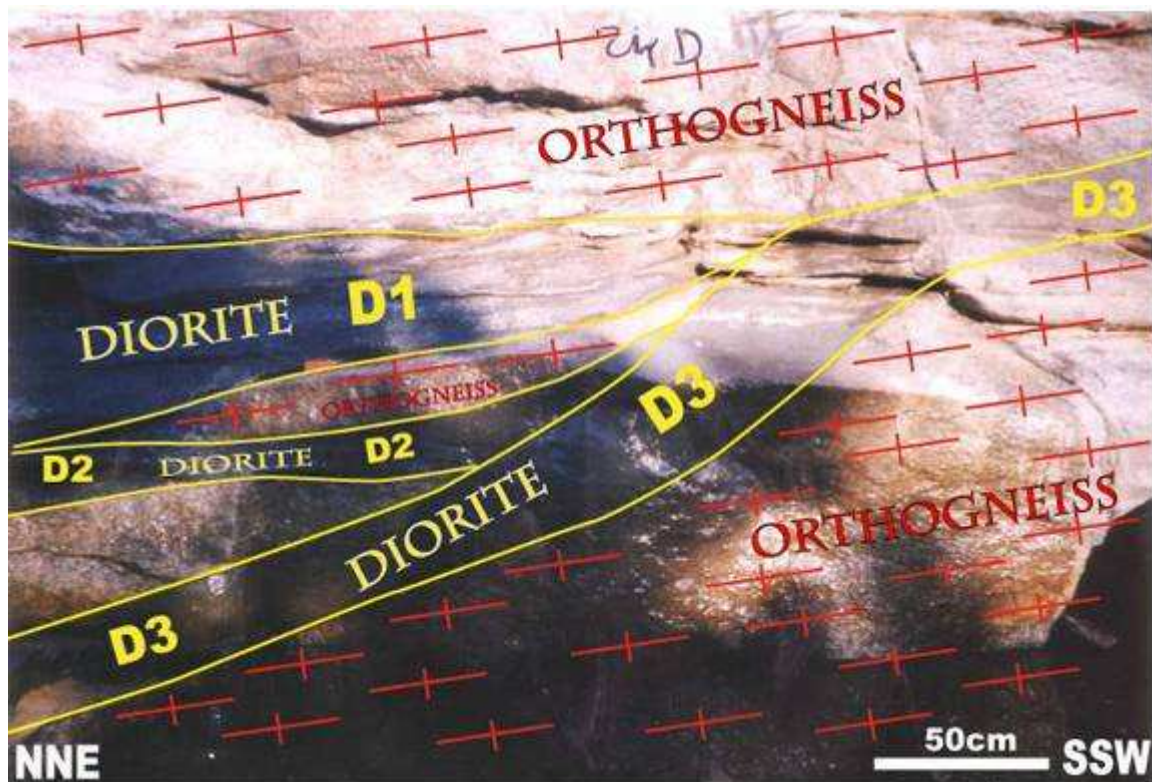


Figure 3.10 : Photo d'affleurement, évidence d'au moins 2 générations de diorites (Randrianasolo, 2004). (GPS : $17^{\circ}09'10''S$, $46^{\circ}34'15''E$). Orthogneiss : $S = N160/10E$; D1 : filon déformé suivant la schistosité de l'orthogneiss, D2 : faiblement déformé & D3 sécant.

(ii) L'ensemble de l'unité Andriamena (Fig. 3.9c) est constitué par une intercalation de gneiss mafiques tonalitiques, de migmatites et de métapélites. Cet ensemble est associé avec de larges intrusions mafiques et ultra-mafiques. Ces roches mafiques-ultramafiques se composent d'une association de dunites, péridotites et pyroxénites ; avec des gabbros dont les textures sont préservées (Giraud, 1958; Rakotomanana, 1996; Randrianasolo, 2000). L'assemblage grenat – saphirine – quartz des granulites a montré une condition minimum de 11 kbar en pression et de $1050^{\circ}C$ en température, pour un âge de 2500 Ma (Goncalves P., 2000).

Un second métamorphisme granulitique, contemporain de la fermeture de l'océan mozambicain, a déformé l'ensemble de l'unité de Andriamena vers 730 Ma – 770 Ma (Nicollet, 1990; Goncalves et al., 2000). Pour cet âge, les roches se sont équilibrées à 4 - 5 kbar, pour 700 °C - 800°C (Guérrot et al., 1993). La mise en place des intrusions mafiques et ultra mafiques de Andriamena est datée à 780 +/- 16 Ma (Guérrot, 1993; Goncalves et al., 2000).

3.2.2- La ligne de Suture de Betsimisaraka

A l'Est de l'île, en contact entre le bloc Antananarivo et les unités Antongil-Masora (Figs. 3.6), des métapélites sont datées à 3200 Ma - 3000 Ma – 2650 Ma (âge des protolithes) ; avec un métamorphisme d'âge 800 Ma – 700 Ma (par la méthode U/Pb ; Collins et al., 2003). Ces métapélites caractériseraient la limite de fermeture de deux continents (Raharimahefa et al., 2006). Les protolithes seraient alors un mélange du craton archéen Dharwar (Sud de l'Inde), du bloc d'Antananarivo, et des sédiments du bassin de l'océan Mozambique (Collins et al., 2003). Il est cependant notable que cette ligne de suture océanique n'est pas reconnue par l'ensemble des auteurs (entre autres, Tucker et al., 2007).

3.2.3- Les ensembles supposés allochtones

3.2.3.1- Nappe de Bemarivo

Située à son extrémité Nord, l'unité de « Bemarivo » constitue le plus jeune bloc du socle précambrien de Madagascar. Il est considéré par de nombreux auteurs comme allochtone (anciennement rattaché aux îles Seychelles), qui aurait été charrié sur les unités d'Antananarivo et d'Antongil de 540 Ma à 535 Ma (Jöns, 2006; Jöns et al., 2006). Cette unité est composée de métasédiments qui sont équilibrés :

- (i) dans le faciès schistes vert – amphibolite, pour les roches de la région septentrionale. Le métamorphisme est daté à 715 Ma.
- (ii) Et dans le faciès amphibolite de haut grade – granulite, pour les roches dans le bloc méridional.

Au sein des formations de Bemarivo, des intrusions magmatiques de nature granitique et charnockitique d'âge 510 Ma – 520 Ma, ont été individualisées par Tucker et al.(2001) , Buchwaldt et al. (2003), Collins (2006) et Jons et al. (2006).

3.2.3.2- Nappe d'Itremo - Ikalamavony

Elle est subdivisée en deux séquences :

- (i) au Nord, la série Schisto-Quartz-Calcaire (SQC) constituant l'unité d'Itremo au sens strict ;
- (ii) et au Sud – Ouest, l'unité d'Ikalamavony (ou groupe Amborompotsy et Malakialina ; Figs. 3.5, 3.6b).

Ces deux unités ont été définies comme deux domaines tectono – métamorphiques qui seraient séparés par un chevauchement : Itremo est chevauché par le bloc Ikalamavony. Dans leur partie Est, les métasédiments épi-mésozonaux de l'Itremo chevauchent l'unité d'Antananarivo, qui est de plus haut degré métamorphique (Fernandez, 2003). Ce chevauchement est lui-même plissé et difficile à voir sur le terrain. De ce fait, il est interprété de façon différente selon d'autres auteurs : comme une zone d'extension post-collision ou zone de cisaillement de Betsileo (Collins, 2000).

La zone méridionale (l'Itremo) a fait l'objet de nombreuses études détaillées (Moine, 1966; 1967; 1974; Daso, 1986; Cox, 1998; Huber, 2000; Fernandez et al., 2001; Fernandez, 2003; Fernandez et al., 2003; Berger et al., 2006; Tucker et al., 2007). Elle est composée de migmatites, de gneiss et de micaschistes, d'âge Archéen Supérieur au Paléoprotérozoïque. Les métasédiments sont datés du Mésoprotérozoïque. L'âge de dépôt des sédiments originels est calé au minimum de 1855 Ma - 804 Ma. L'Itremo est intrudé de deux séries magmatiques : (i) un assemblage de granites et gabbros datés à 800 Ma et (ii) des granites datés à 550 Ma.

La partie septentrionale (Ikalamavony) présente les mêmes aspects pétro-structuraux que le bloc Itremo (Moine, 1974), avec une séquence de deux déformations D1 et D2. Elles sont décrites comme deux phases homoaxiales à orientation dominante Nord - Sud. D2 génère des plis sub-verticaux, et des interférences de plis de type III (Fig. 3.8) avec orientations Nord – Ouest, Sud - Est (Berger et al., 2006). Des granodiorites datées à 1008 Ma et des gabbros datés à 982 Ma ont également été identifiés au sein de cet ensemble (Rakotoarimanana, 2001).

3.2.3.3- Nappe du Vohibory

L'ensemble du Vohibory est formé principalement de metabasites et des gneiss à biotite – hornblende. Les metabasites et les gneiss sont affectés de plusieurs bandes de marbres, d'orthoamphibolites, de serpentines, de gneiss, de granites, de leptynites (fréquemment pyriteuses), et de rares métapélites. Le Vohibory disparaît à l'Ouest sous les sédiments phanérozoïques ; et il est limité à l'Est par des massifs d'anorthosites. Ces anorthosites sont elles même prises dans une large zone de cisaillement (ZC), celle d'Ampanihy (Windley et al., 1994 ; Martelat et al., 1997; Martelat et al., 1999; De Wit, 2003).

De nombreuses études pétrologiques, structurales et géochronologiques ont été réalisées sur le Vohibory. C'est l'unité de plus haute pression décrite à Madagascar : 12 Kbar, avec une température de 750°C (Martelat et al., 1997).

Le Vohibory serait un arc formé à 850 - 700 Ma, à la marge Ouest du continent « Azania » (Fig. 3.11, Collins et al, 2007, Emmel, 2008). Il aurait été affecté, par la suite, de séries de déformations entre 650 Ma à 420 Ma. Les métamorphismes marqueraient : (i) la fermeture du

bassin « arrière-arc », (ii) l'accrétion de l'arc insulaire, (iii) et le développement, au sein de l'Azania, de grandes zones de cisaillements lors d'un raccourcissement Est - Ouest.

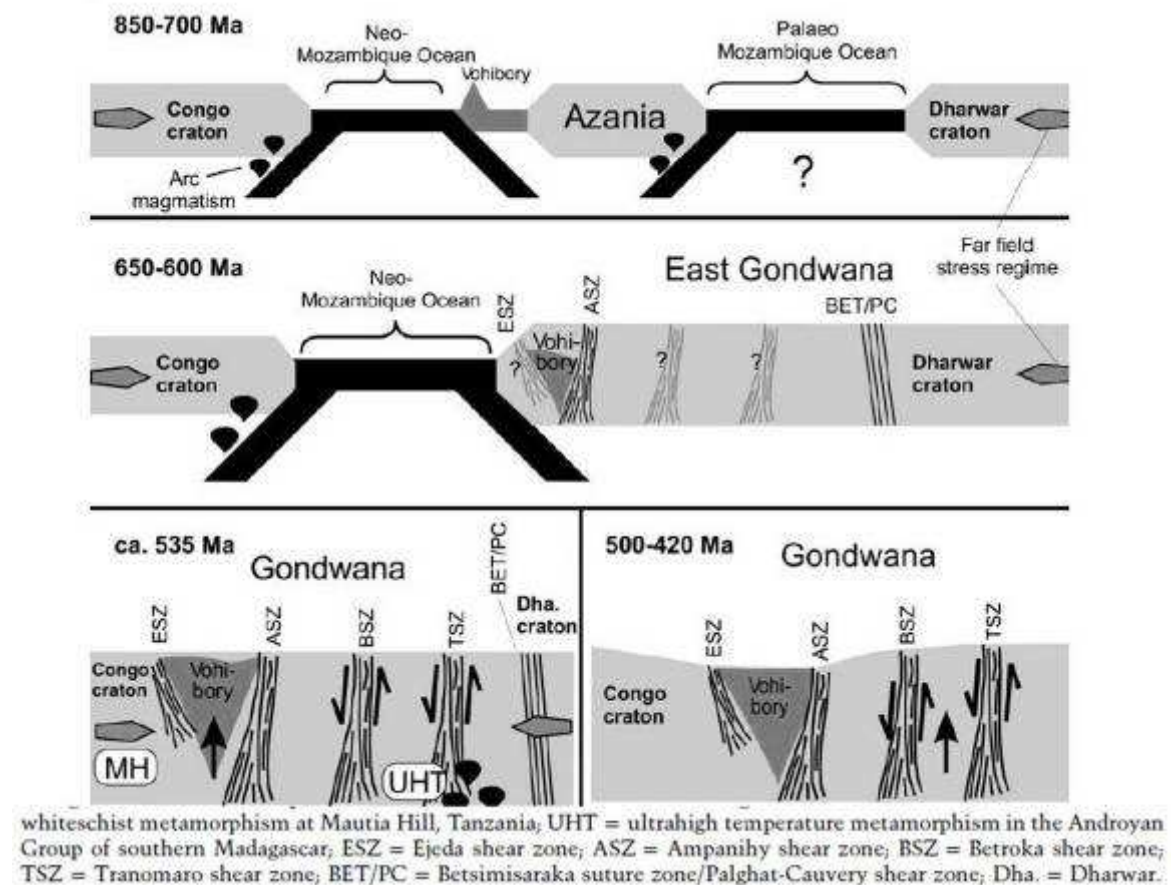


Figure 3.11 : Coupes schématique Ouest- Est pour la reconstitution géodynamique de l'unité de Vohibory, au sein de l'assemblage Tanzanie – Madagascar de 850 Ma à 420 Ma (Emmel, 2008). MH

3.2.4- L'ensemble granulitique Sud, l'Androyen et l'Anosien

Cette zone , qui regroupe les deux domaines tectono-métamorphiques cartographiés: Anosyen et Androyen (Fig. 3.6b ; PGRM, 2008), est un domaine à lithologies variées : principalement quartzo-feldspathiques, d'origine sédimentaires, magmatiques et métagénétiques (Fig. 3.12). Les limites des ensembles granulitiques du Sud varient selon les auteurs (Fig. 3.6b ; PGRM, 2008 et Fig. 3.13 ; Jöns, 2006). Principalement, le feldspath potassique domine les gneiss d'Ouest en Est. Cette évolution est accompagnée à l'Ouest par la diminution du nombre de lithologies basiques (serpentinites, metabasites, anorthosites). Vers l'Est, on observe cependant une dominance des niveaux de lithologies acides (granites, pélites, leptynites), et elle se fait de part et d'autre des zones de cisaillements majeures (Martelat, 1998; Razakamanana, 1999).

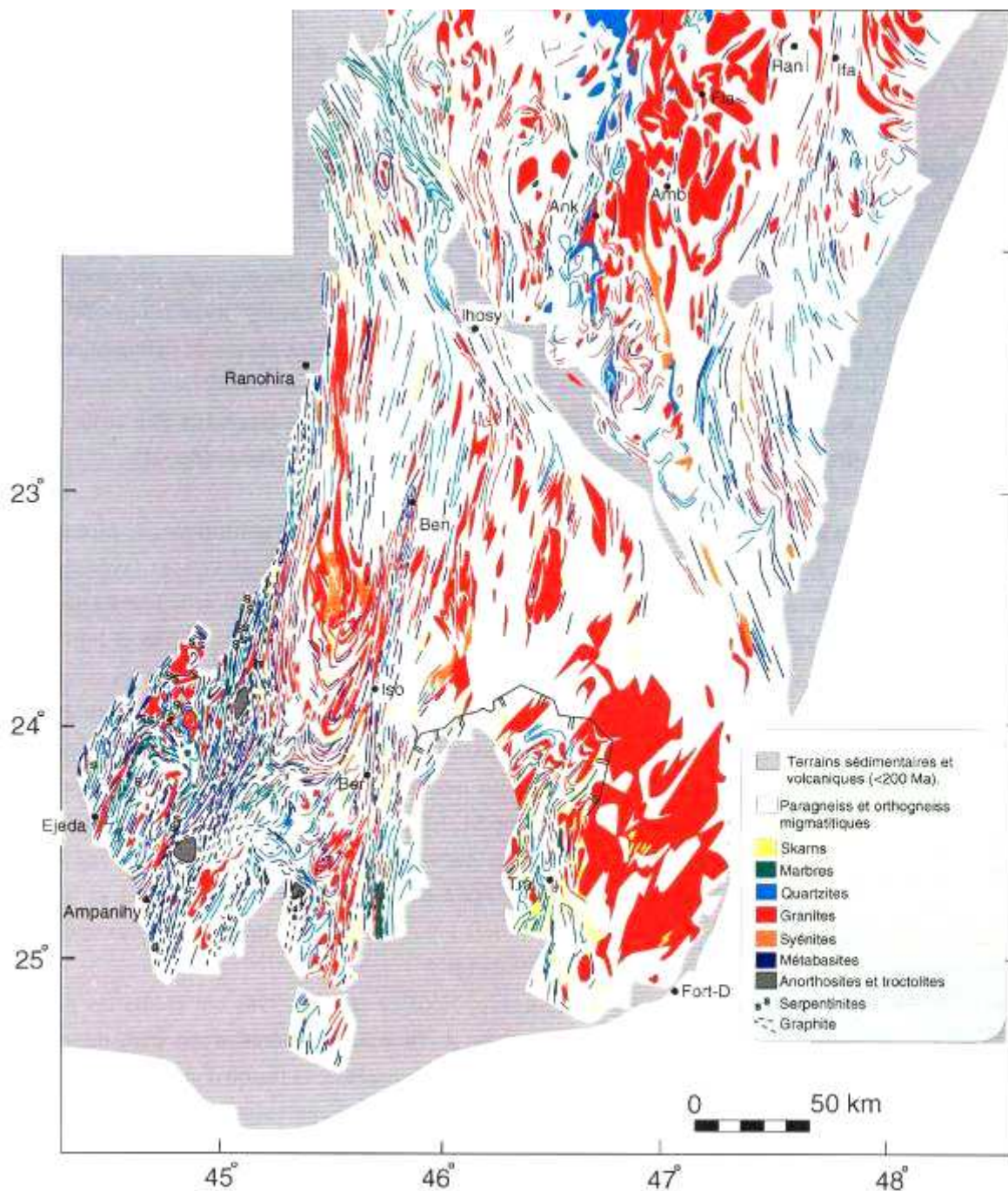


Figure 3.12: Vision du Sud de Madagascar en carte lithologique, Amb=Ambalavao, Ank=Ankaramena, Ben=Benato, Ber=Beraketa, Fia=Fianarantsoa, Ifa=Ifanadiana, Iso=Isoanala, Tra=Tranomaro (Martelat, 1998). Notez la dominance des roches quartzo-feldspathiques : paragneiss, orthogneiss et granites.

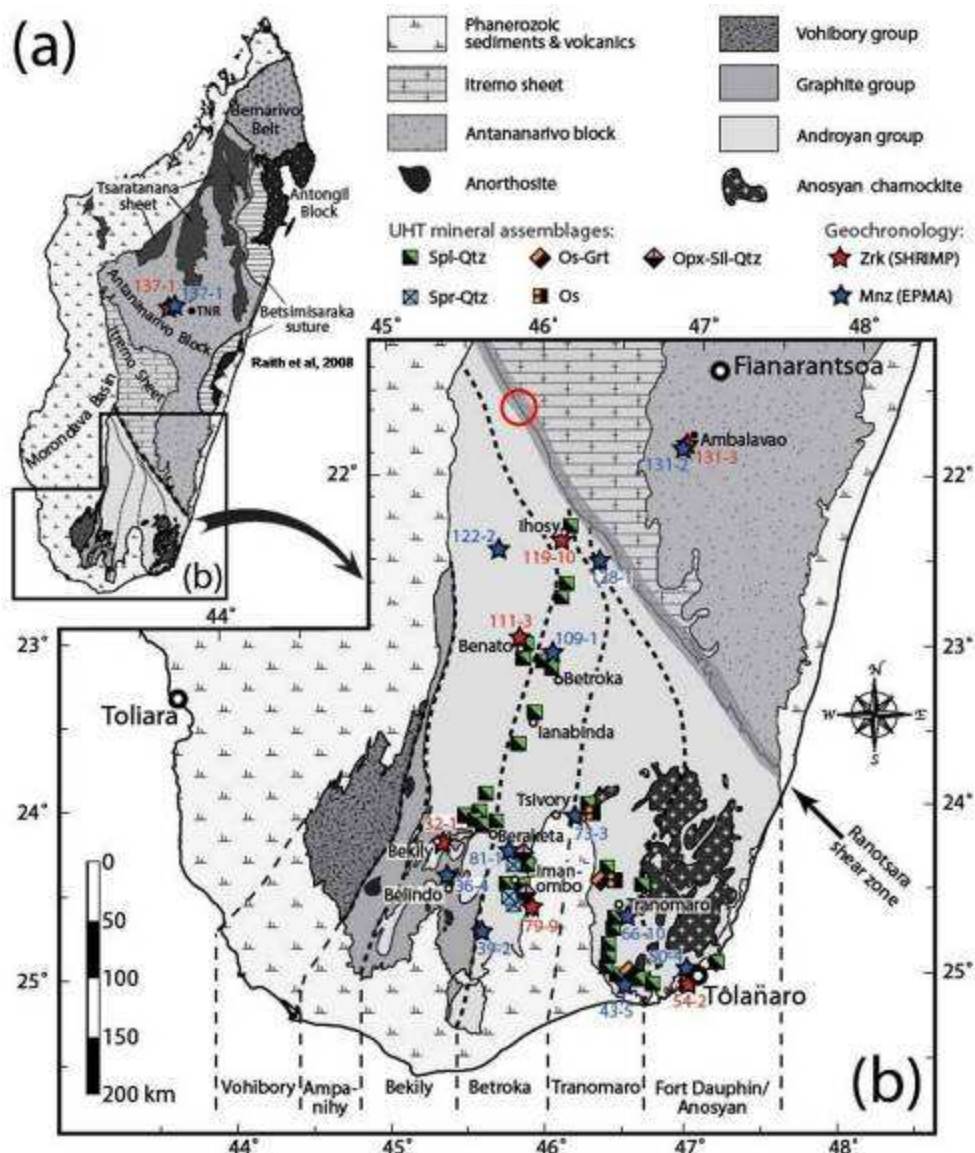


Figure 3.13 : Localisation des paragenèses de haute température, et ultra-haute température dans le Sud de Madagascar, (Jöns, 2006) ; (a) vue d'ensemble sur Madagascar, (b) vue du Sud de l'île ; et localisation des sakenites (cercle rouge ; Raith et al, 2008).

Ce bloc est également caractérisé par un métamorphisme granulitique généralisé (750 - 850°C), avec des pressions maximum de 9 kbar pour 850°C (Nicollet, 1990; Martelat et al., 1997, Raith et al., 2008). La plus haute température se localise sur le tiers Sud et de part et d'autre de la ZC de Bongolava – Ranotsara (Martelat, 1998).

Les rares trajets PT montrent une évolution en décompression pour des températures relativement constantes. Si l'on considère la pression à la même température du pic de métamorphisme (température $\approx 750^\circ$), on observe des sauts de pressions d'Est en Ouest, jusqu'à des pressions minimales de 4 Kbars. Ces variations de pression et le gradient de lithologie des roches acides aux roches basiques pourraient être compatibles avec des bloc structuraux exhumés de différentes profondeurs (Fig. 3.15, Martelat et al., 2000).

Les dernières études ont mis en évidence un métamorphisme de UHT ($>950^{\circ}\text{C}$), daté à 570 Ma (Jöns, 2006). Il est enregistré notamment par les assemblages : Orthopyroxène – Sillimanite - Quartz et Saphirine – Quartz, Ossunilite – Grenat (Fig. 3.13). Le métamorphisme granulitique de 750° - 800°C est quant à lui daté à 620 Ma (Jöns, 2006). Ainsi pour Jöns (2006) le métamorphisme granulitique de haute température aurait existé à deux périodes différentes (620 Ma et 570 Ma). Toutefois, la durée exacte de ces deux événements n'est pas précisée. Ceci s'explique en partie par les phénomènes métasomatiques localisés ou pervasifs associés aux épisodes métamorphiques (Nicollet, 1988 ; Nicollet, 1990).

En effet, au Nord-Ouest d'Ihosy des métasédiments particuliers (sakenites) ont enregistré deux épisodes métasomatiques distincts (Raith et al. 2008). Les pseudos - sections réalisées sur ces roches indiquent un premier épisode à 800°C , 6 - 7 kbar (qui pourrait correspondre à l'événement daté à 570 Ma). Il évolue vers des conditions de plus basses températures pour une pression équivalente (750 - 700°C , à 6 Kbar). La fin de cet épisode (mal défini) serait d'après ces auteurs entre 530 – 500 Ma.

3.3- Zones de cisaillement lithosphériques

A Madagascar, quels que soient les modèles d'accrétion du Gondwana, la « fin » de l'histoire est associée à un raccourcissement Est – Ouest majeur. Ce raccourcissement est visible dans l'ensemble des unités décrites précédemment. Ce dernier épisode (de raccourcissement) reprend des structures tectoniques horizontales (événement Dn). On observe alors le développement de plis ouverts, avec des figures d'interférences de plis. Ces plis évoluent en plis fermés et transposés, jusqu'au développement de grandes zones de cisaillement (ZC, de dimension kilométrique). Ces ZC auraient été actives jusqu'à la fin du Néoprotérozoïque, début du Cambrien (événement D_n+1, Fig. 3.14 ; Martelat, 1998; Goncalves et al., 2004; Zhao et al., 2006).

La terminologie de ces différents champs de déformations finies est la suivante:

- (i) D1 définit les structures à plat, linéation d'étirement Est-Ouest et aplatissement vertical dominant.
- (ii) et D2 définit les plis ouverts ou isoclinaux à axes peu pentés Nord –Sud. D2 définit également la verticalisation des plans D1, soit le développement d'une nouvelle foliation verticale et des ZC kilométriques transpressives (à linéation peu pentées dans un contexte de raccourcissement Est – Ouest, Figs. 3.14, 3.15 ; Martelat et al., 2000).

Les travaux de photo-interprétation, couplés d'analyses des cartes géologiques et de terrain, ont permis de distinguer principalement 7 grandes zones de cisaillement (Fig. 3.14, Fig. 3.15a) :

- (i) La ZC de l'Angavo (Windley et al., 1994; Nédélec et al., 2000, Grégoire et al., 2009),
- (ii) qui se prolonge au Sud par la ZC d'Ifanadiana (Martelat et al., 2000);

- (iii) la ZC d'Ejeda (Martelat et al., 2000),
- (iv) la ZC d'Ampanihy (Martelat et al., 2000),
- (v) la ZC de Beraketa (ou Vorokafotra ; Martelat et al., 2000),
- (vi) la ZC de Tranomaro (Martelat et al., 2000),
- (vii) et la ZC de Zazafotsy (Rolin, 1991; Martelat et al., 2000).

Un domaine particulier est la ZC de Bongolava - Ranotsara (Martelat et al., 2000), dont les limites ne sont pas très claires. En effet dans sa terminaison Nord - Ouest, la ZC de Bongolava - Ranotsara s'anastomose avec la terminaison Nord de la ZC de Beraketa. Dans sa partie Sud et Sud - Est, des sédiments quaternaires recouvrent ce domaine. De plus, elle interfère avec des failles kilométriques : les failles de Ranotsara (Bazot, 1976 ; Hottin, 1976), qui sont marquées par de faibles niveaux topographiques, de même orientation que les foliations.

Au Nord de la ZC de Bongolava – Ranotsara, on a pu identifier des intrusions magmatiques datées à 700 - 800 Ma et 1008 Ma (Rakotoarimanana, 2001), qui ne se retrouvent pas dans la zone Sud. C'est sur cet argument que la structure de Bongolava – Ranotsara est proposée comme une limite tectonique majeure mettant au contact des unités Nord et Sud différentes.

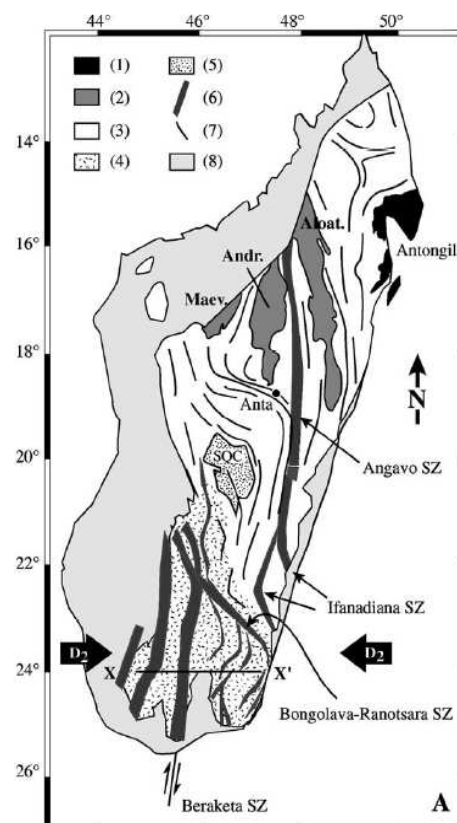


Figure 3.14: Carte des principales unités tectono-métamorphiques de Madagascar, localisation des grandes zones de cisaillement : (1) = Gneiss et granitoïdes archéens ; (2)= Roches mafiques et ultramafiques archéens et protérozoïques ; (3)= gneiss migmatitiques précambriens – la base du socle ; (4)= metabasites et metapelites granulitiques du Sud ; (5)= système SQC de Itremo ; (6)= zones de cisaillement néo-cambrien ; (7) directions structurales majeures ; (8)= sédiments phanérozoïques (Goncalves et al., 2003).

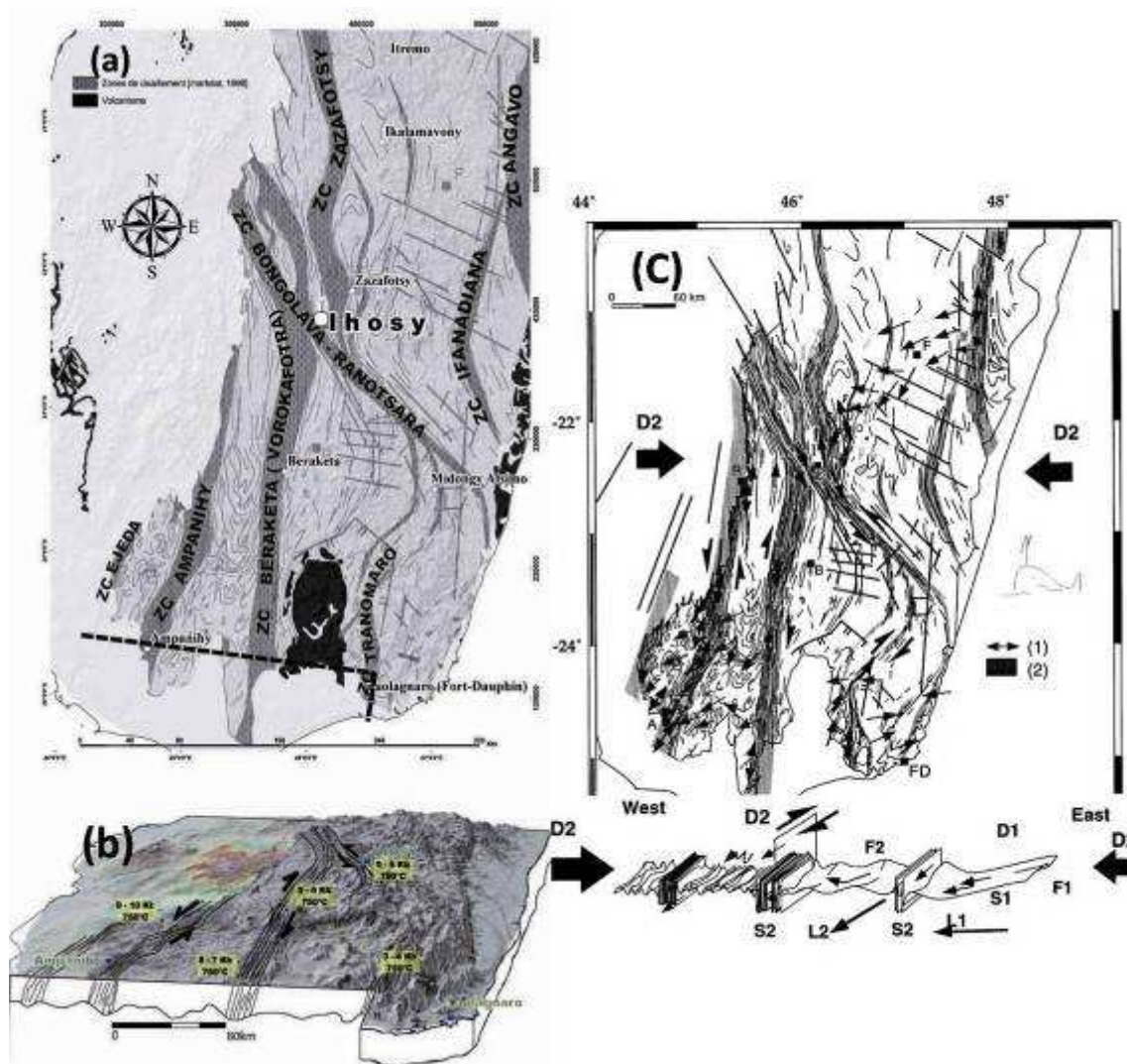


Figure 3.15 : Carte tectonique du Sud de Madagascar. Les trajectoires de foliations soulignent un réseau de zones de cisaillement (en gris foncé, ZC) de différentes tailles qui s'anastomosent. A gauche : (a) en haut, **vue en plan**; (b) en bas, **vue en 3D avec les données thermo barométriques**. (c) à droite, **les différents champs de déformation finie D1 et D2** (figures modifiées d'après Martelat, 1998).

4- Les événements tectono-magmatiques post-500 Ma à Madagascar

4.1- Les événements tectoniques post-500 Ma

4.1.1- L'ouverture du canal de Mozambique, les bassins sédimentaires malgaches

L'éclatement du Gondwana, à la fin du Lias supérieur, 180 Ma est un événement postérieur au Karoo (Geiger et al., 2004). Cet éclatement est caractérisé par un épisode de rifting, daté du permien moyen, 250 Ma qui s'est développé jusqu'au Callovien, 154 Ma.

En effet, la séparation de Madagascar, Sri Lanka, Indes et Seychelles, du continent africain est précédée d'une période d'extension continentale : le Karoo. Le dépôt du Karoo s'étend du Néo Carbonifère, 300 Ma au Més Jurassique, 183 Ma (Rabinowitz et al., 1983; Duncan et al., 1997; Rakotosolofo et al., 1999; Bumby et al., 2005; Catuneanu et al., 2005). En Afrique du Sud et Afrique de l'Est, le rifting Karoo est associé à de larges provinces volcaniques, qui sont datées de 184 Ma à 179 Ma (Duncan, 1997; Le Gall et al., 2002; Aubourg et al., 2008; Jourdan et al., 2007).

A Madagascar, des épisodes de rifting s'identifient de part et d'autre de l'île (Fig. 4.1) : (i) à l'Ouest le Karoo, qui comprend la mise en place du bassin sédimentaire du Mozambique (Coffin et al., 1988; Salman et al., 1995).; (ii) et à l'Est, les phases d'initiation de l'ouverture de l'Océan Indien. Cette dernière est traduite par le cisaillement Nord – Est, Sud – Ouest au Nord de Mozambique (ligne X-X, Fig. 4.1 ; Reeves et al., 2002).

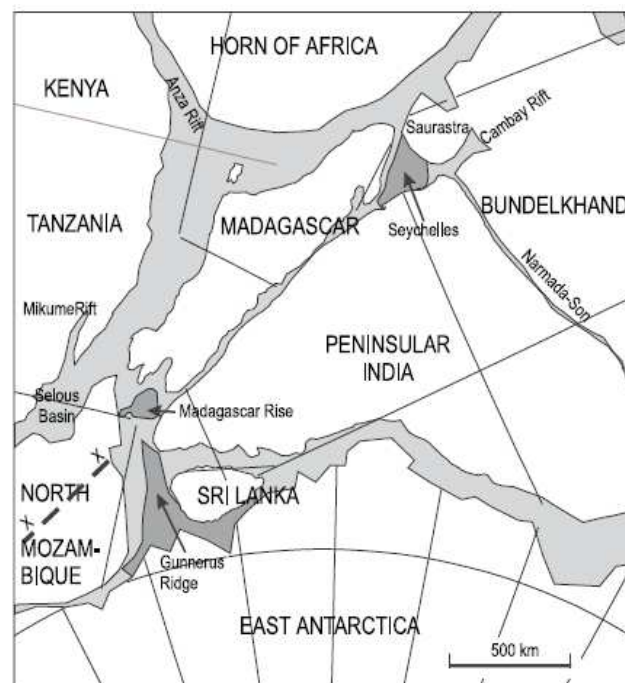


Figure 4.1 : Reconstitution du Gondwana à 200 Ma (Reeves et al., 2002)

La révision stratigraphique du bassin d'Antsiranana (à l'extrême Nord Ouest de l'île) a permis de reconstituer l'ouverture du canal de Mozambique (Fig. 4.2) pour la période de

210 Ma à 180 Ma (Papini et al., 2008). Les sédiments du bassin de Majunga (Nord - Ouest) sont composés d'un ensemble sous-jacent marin, avec quelques épisodes régressifs (Razafindrazaka et al., 1999). Les analyses des traces de fissions sur les sédiments du bassin de Morondava (Sud - Ouest) ont permis de les dater du Jurassique. Ce sont des remaniements du Karoo. Des phases de pré - rifting ont également été enregistrées dans le Sud (bassin de Morondava), elles sont marquées par le dépôt des grès de l'Isalo, qui sont d'âge Trias supérieur (230 Ma - 205 Ma, Emmel et al., 2006; Geiger et al., 2006).

L'évolution cinématique des Riftings au Sud - Ouest de l'île (bassin de Morondava), s'articule en 3 phases (Schandelmeier et al., 2004) :

(i) d'une part, deux décrochements sénestres successifs, du Mésio-Néopermien (~258 Ma) et du Post-Néo Permien (250 Ma - 245Ma), qui ont généré des bassins en transtension (de direction vers le Sud) ;

(ii) et d'autre part, une extension de direction Nord – Ouest, Sud - Est, qui a engendré des failles normales dans un complexe de ½ grabens.

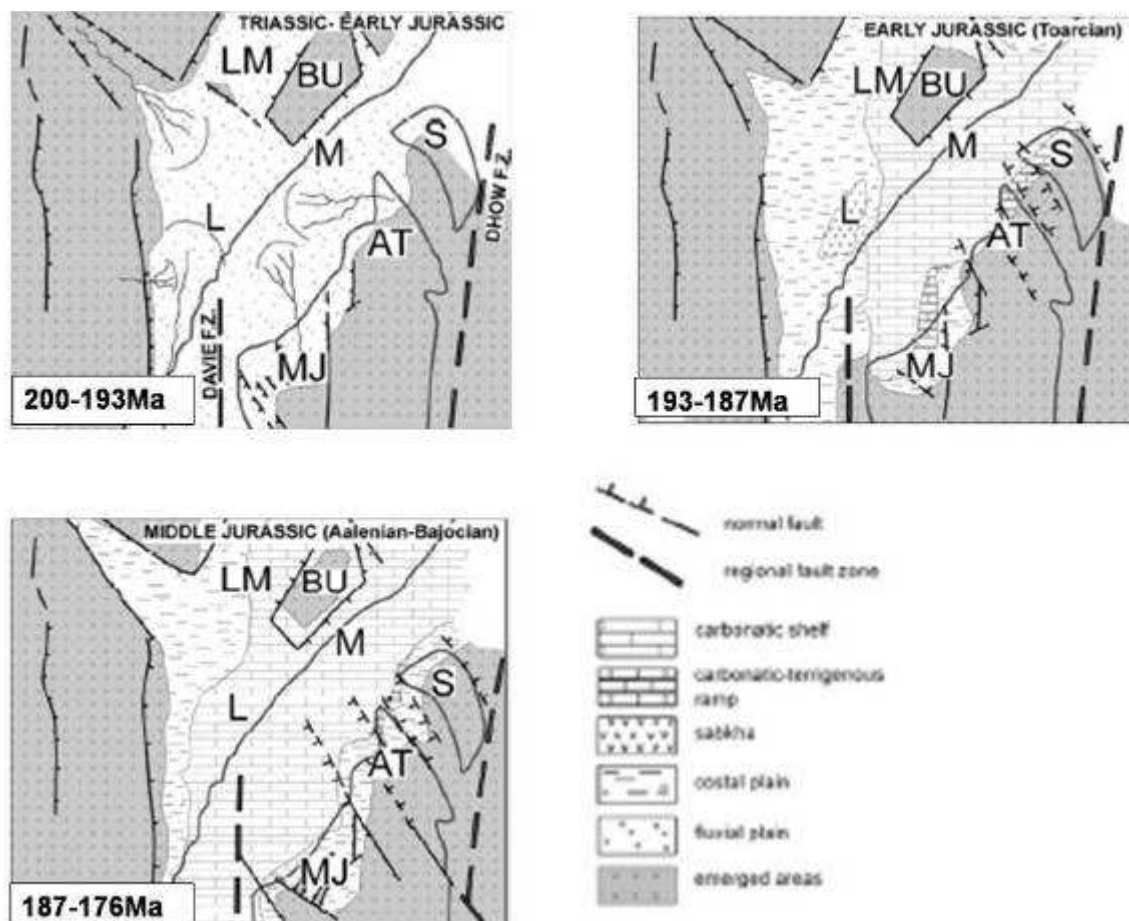


Figure 4.2: Reconstitution paléogéographique du canal de Mozambique, Nord Madagascar. LM: Lugh-Mandera; M: Mogadischu; L: Lamu; S: Seichelles; AT: Antsiranana; MJ: Mahajanga (Papini et al., 2008).

4.1.2- La séparation Inde-Madagascar

Différents modèles sont proposés pour la séparation Australie, Inde, Seychelles et Madagascar (Subrahmanya, 1998; Acharyya, 2000; Subrahmanya, 2001; Chand et al., 2003; Raval et al., 2003; Yatheesh et al., 2006). Les modèles de reconstitutions paléogéographiques révèlent que le début de l'ouverture Inde - Madagascar est d'âge Crétacé Supérieur ~ 86,5Ma (Figs. 4.3 ; Subrahmanya, 1998; Yatheesh, et al., 2006).

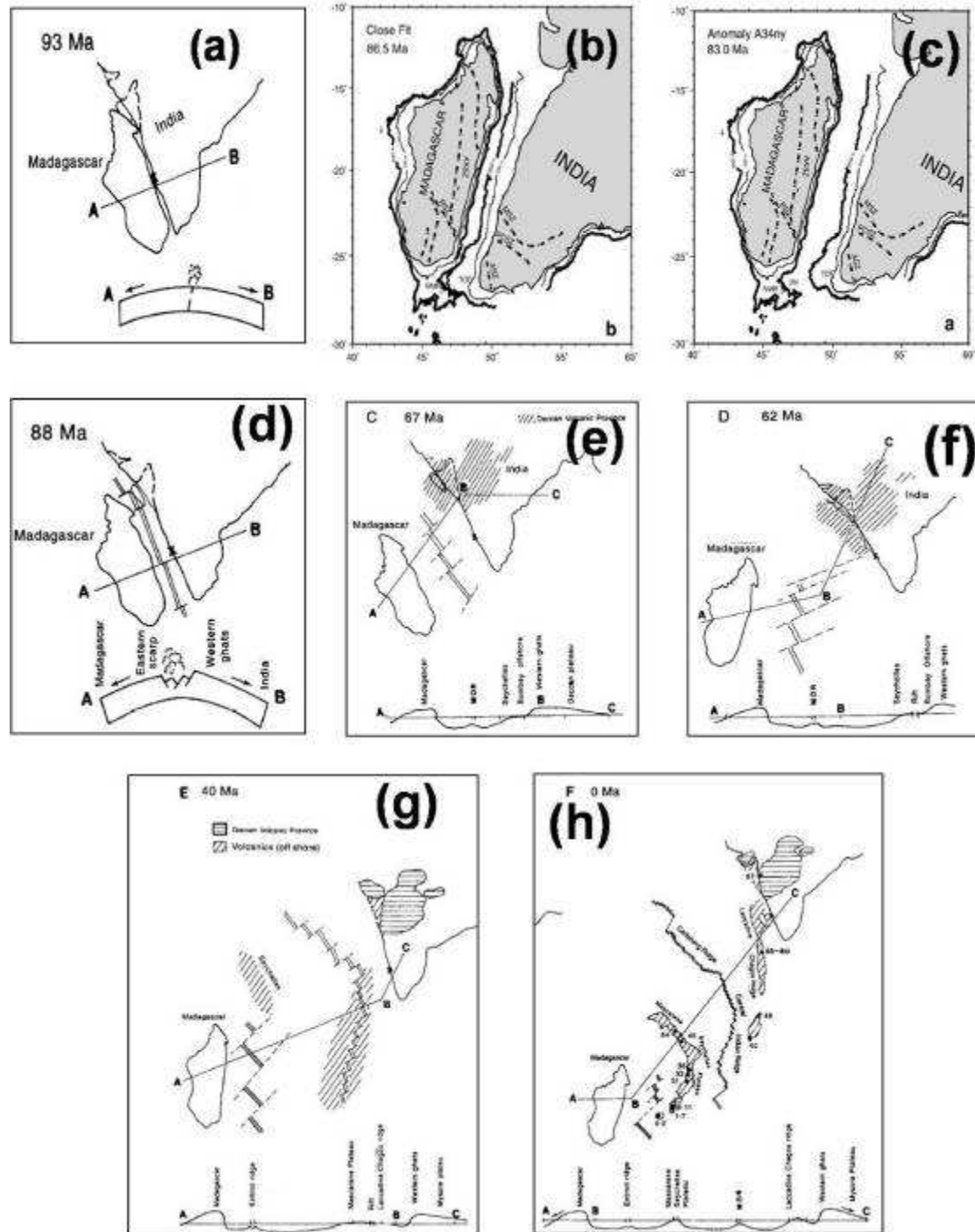
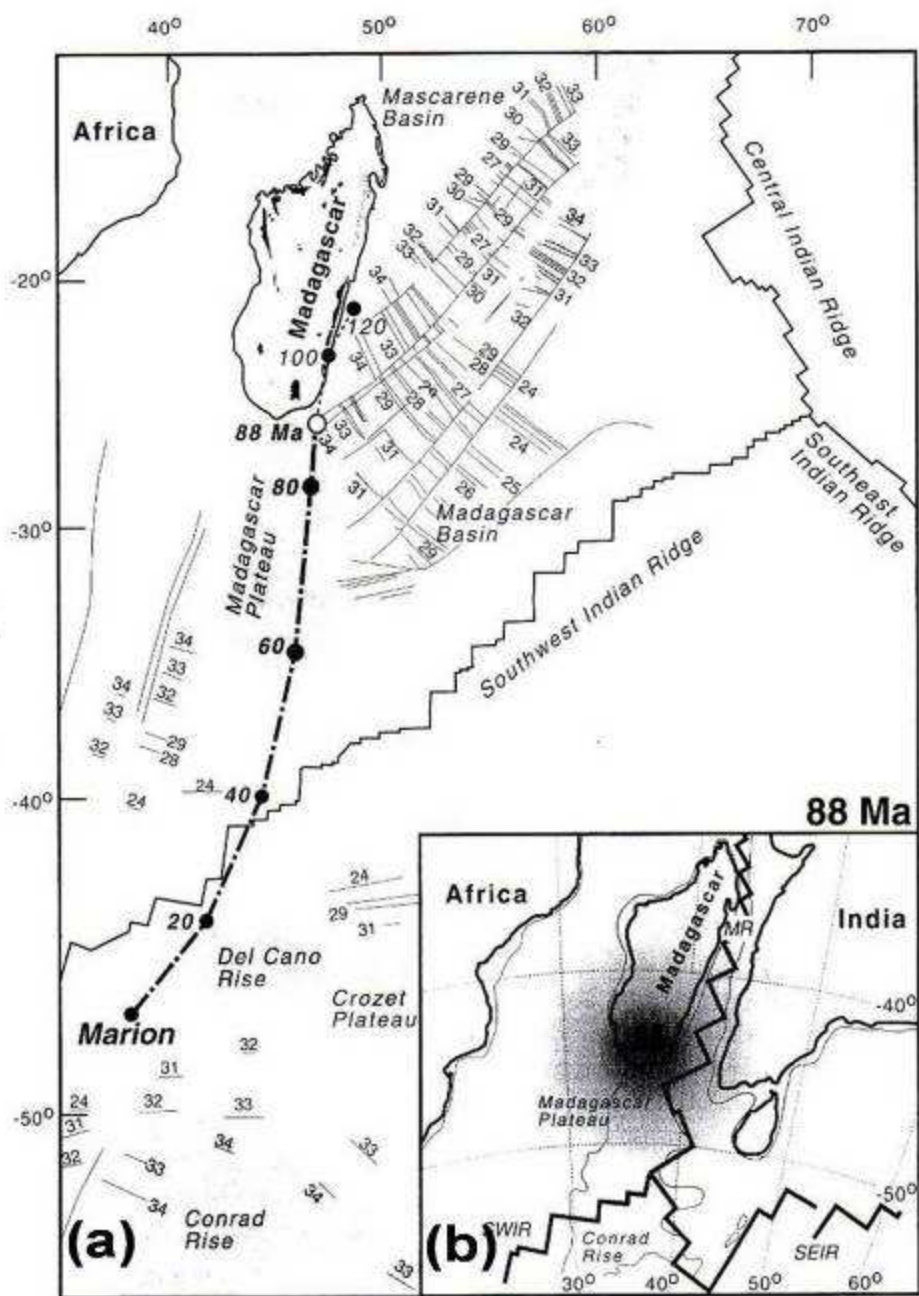


Figure 4.3 : Reconstitution paléogéographique de Madagascar et Inde lors de l'ouverture de l'Océan Indien : (a), (d), (e), (f), (g), (h) sont **extraites de Subrahmanya (1998)** et (b), (c) de **Yatheesh et al. (2006)**. On remarque que les îles Seychelles ne figurent pas dans (b) et (c).

La dislocation de l'Inde et des îles Seychelles s'est faite d'une manière rapide (de 12 à 13 cm/an) entre les anomalies magnétiques 28 et 34 (Bertil et al., 1998). Elle met en place le bassin océanique de la Mascarene (Fig. 4.4). De vastes épanchements basaltiques s'associent à cette ouverture. En effet, une grande masse d'épanchements de roches volcaniques abonde sur la côte Est de Madagascar. On en identifie également au sein des bassins sédimentaires de l'Ouest (bassins de Morondava et bassin de Majunga). Des analyses isotopiques, couplées d'études paléogéographiques laissent suggérer que la source de ces basaltes correspond au point chaud Marion qui a traversé toute la lithosphère (Storey et al., 1995 ; Storey et al., 1997).



Figures 4.4 : (a) Carte de reconstitution des positions du point chaud Marion, depuis 120Ma, interprétée à partir de données paléomagnétiques ; (b) reconstitution à 88Ma (Storey et al, 1995).

4.1.3- L'Extension du Néogène à l'actuel

Les observations par télédétection et l'analyse du modèle numérique de terrain montrent que les séries sédimentaires du Jurassique, Crétacé, Paléogène, Néogène, et récentes ont été affectées par un rift naissant (exemple du grabben d'Alaotra, Ankay ; région Toamasina, Fig.4.5). Ceci est compatible avec une extension régionale Est - Ouest. Cette extension Est - Ouest est également soulignée par les mécanismes au foyer, qui se traduisent par des failles normales de directions N 0°, à pendage 45° vers l'Est ou vers l'Ouest (Arthaud et al., 1989; Chorowicz et al., 1997; Bertil et al., 1998; Laville et al., 1998; Piqué et al., 1999; Bakoariniaina et al., 2006). Les études sur l'activité sismique à Madagascar (Rakotondrainibe, 1977; Rambolamanana et al., 1997) et de Bertil et al.(1998, Fig. 4.5) et en Afrique de l'Est (Shudofski, 1985; Foster, 1998), montrent également la réactivation sismique d'anciennes structures tectoniques précambriennes.

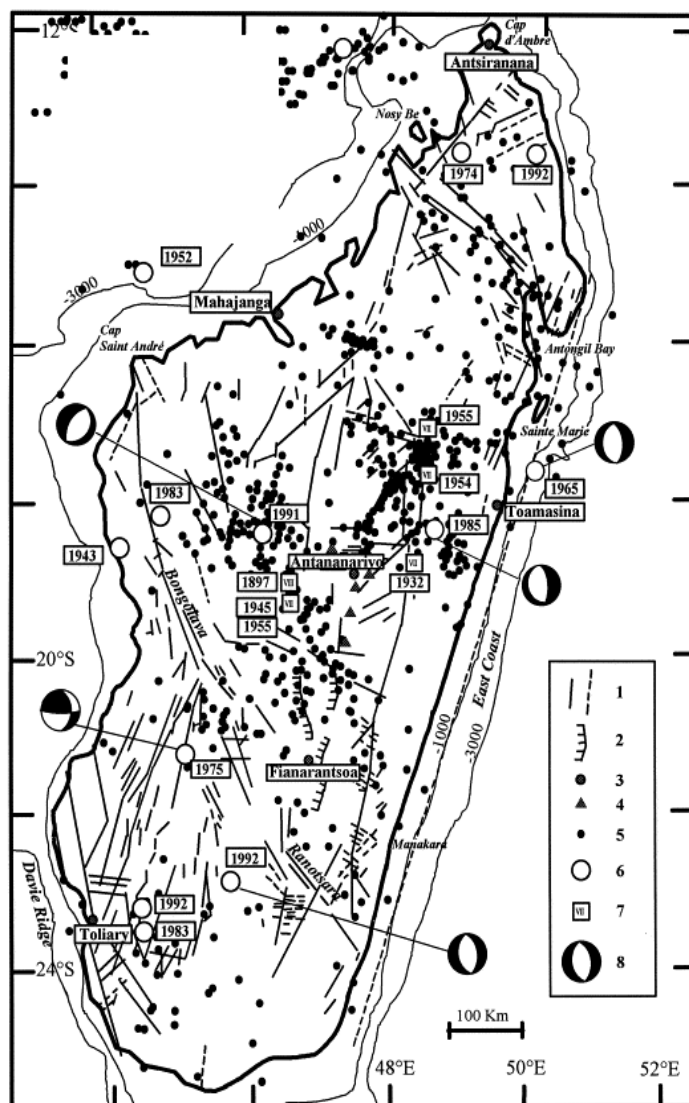


Figure 4.5: Carte des activités sismiques de Madagascar (Bertil et al., 1998): 1 = failles transformantes; 2 = failles et fractures associées à la ride de Davie; 3 = Les Villes; 4 = stations sismiques; 5 = épicentres de magnitudes $\geq 4,00$. (1979, 1994); 6 = épicentres de magnitudes $\geq 5,00$. (1914, 1994); 7 = Intensité $\geq 7,00$ (1897, 1960); 8 = Mécanisme au foyer.

En comparant la répartition des épicentres de séismes et des sources thermales (geysers, Fig. 4.6) on constate que : excepté quelques points, les deux (épicentres et geysers) se concentrent aux mêmes endroits. Nous verrons dans les chapitres suivants (§ 4.2.2) que cette concentration coïncide avec les volcanismes du néogène (régions du centre et extrême Nord). On observe également dans la région du Nord l'alignement des geysers sur une direction N 115°.

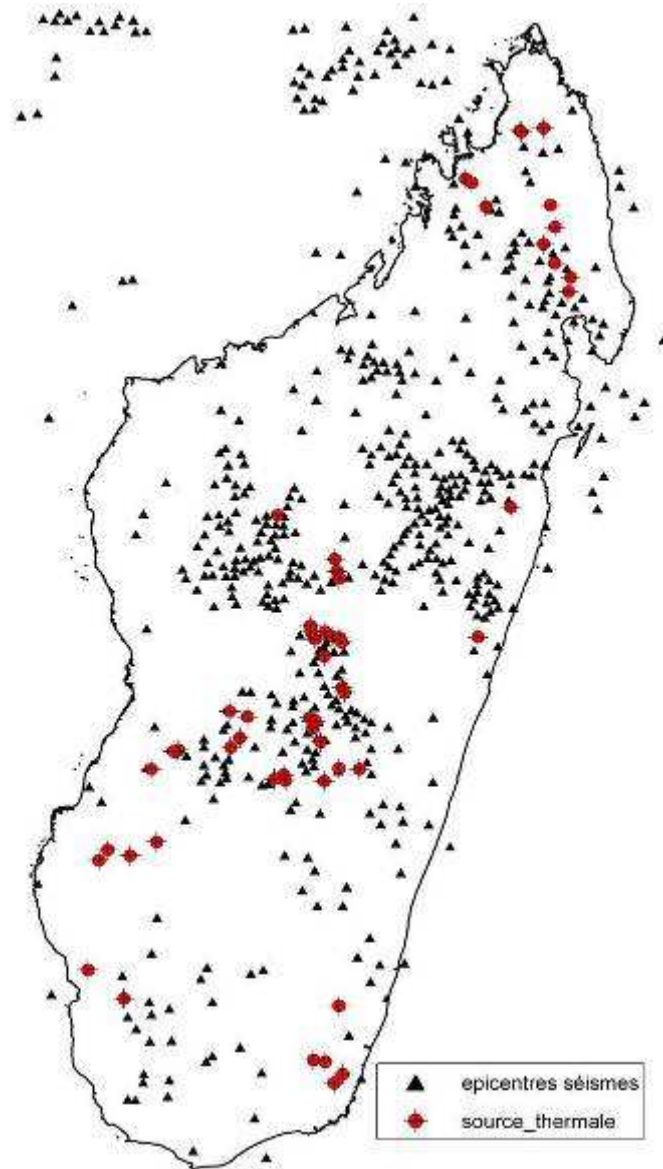


Figure 4.6 : Carte des sources thermales (Geysers) et des épicentres (de magnitudes ≥ 4 ; Bertil et al., 1998; Bésairie, 1970).

On observe également que la répartition spatiale des épicentres de séisme présente des alignements sur des directions préférentielles (\approx N 0° - 15°, N 45° - 65°, N 115°, et N 160°; Fig. 4.7). Ces directions sont colinéaires aux failles cartographiées sur la figure 4.5 par Bertil et al. (1998). Je note que j'ai obtenu la figure 4.7 en estimant la densité des points dans ses voisinages (densité de Kernel ou la méthode des noyaux), pour un total de 530 épicentres (de magnitudes \geq

4), sur une surface de 591464 km² (superficie de Madagascar). Dans l'interpolation, j'ai utilisé un rayon de 27, 270km (largeur du noyau).

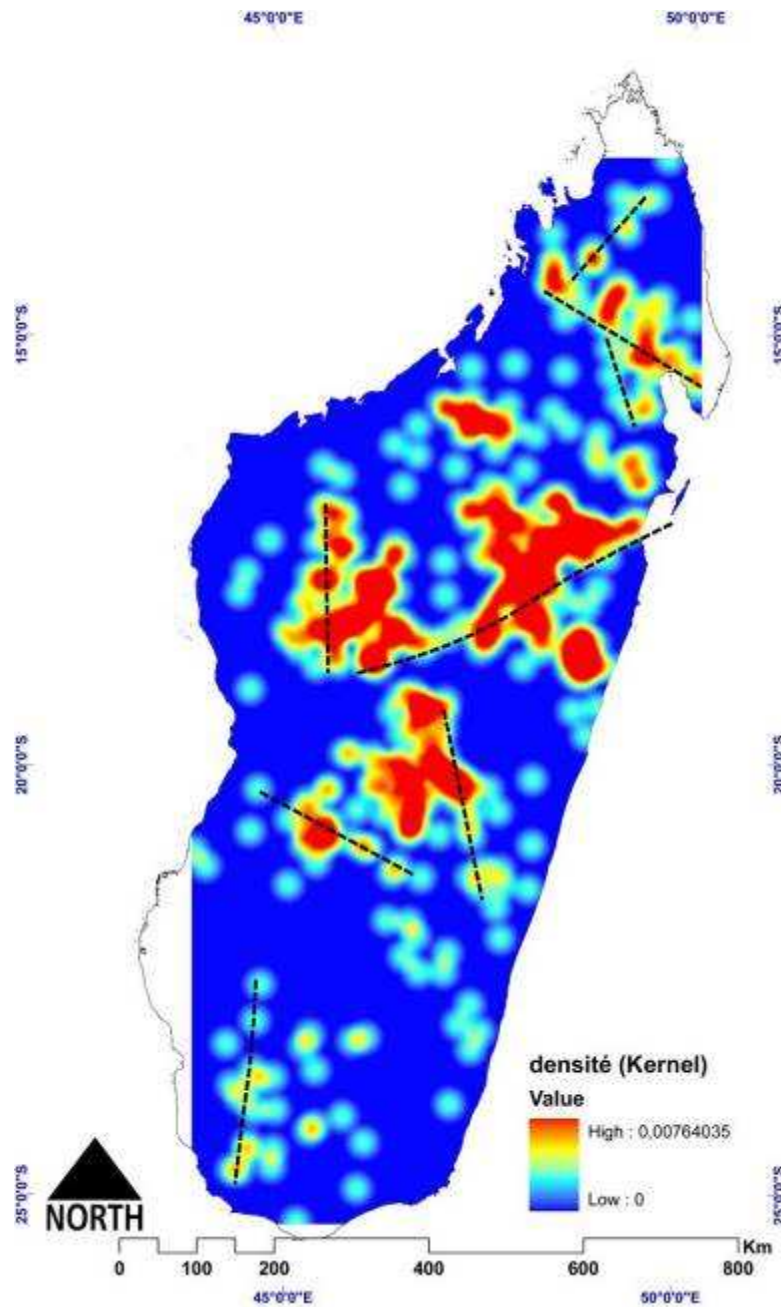


Figure 4.7 : Carte de la densité des épicentres de séismes. On remarque que des domaines s'alignent sur des directions préférentielles (\approx N 0° - 15°, N 45° - 65°, N 115°, et N 160°).

4.2- Le système volcanique

Plusieurs variétés de roches volcaniques (des rhyolites, des basaltes tholéitiques, des basanites, des téphrites, des ankaratrites, des trachytes, des phonolites, etc..) couvrent 6 % de la surface de Madagascar (Fig. 4.8).

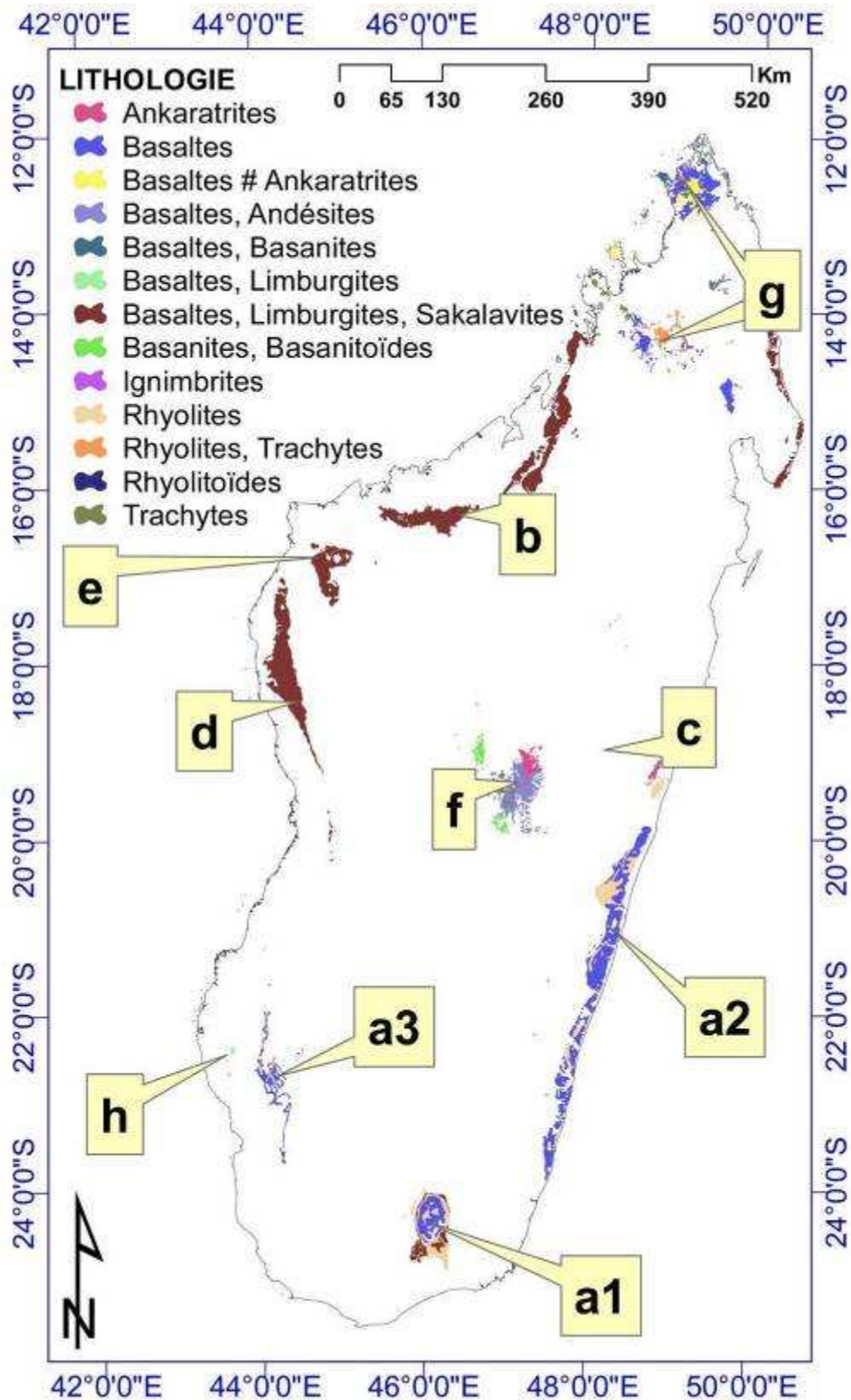


Figure 4.8 : Sur un fond topographique : système magmatique depuis le crétacé et sources thermales, (a1, a2, a3) Complexes tholéiitiques du Sud et Sud -Est (a1, volcanisme d'Androy); (b) basaltes et andésites basaltique tholéiitique de Majunga ; (c) Antampombato - Ambatovy ; (d) Mailaka-Bemaraha ; (e) Cap St André ; (f) Ankaratra ; (g) Ambre et Nosy-Be ; (h) Ankililioka. Les données sont extraites de (Besairie, 1970).

4.2.1- Les provinces magmatiques du crétacé supérieur (turonien, 96 Ma et campanien, 65 Ma)

Les données géochimiques et isotopiques recueillies, à Madagascar, mettent en évidence l'existence de deux pôles lithosphériques sous continentaux : un pôle fortement radiogénique et un pôle appauvri (Gioan et al., 1996; Storey, 1997; Rasamimanana et al., 1998; Bardintzeff et al., 2001; Riisager et al., 2001; Melluso, 2005).

Le volcanisme turonien et campanien dans le Sud de Madagascar comprend : des rhyolites, des coulées de tholéiites à olivine et de tholéiites à quartz (typiques de marge passive continentale). Il comprend également des systèmes filoniens et des dykes composés de : tholéiites, basaltes alcalins, basanites et de néphélinites à olivine (Roche et al., 1959; Andriamirado, 1976; Nicollet, 1984). Ce volcanisme est également associé à des necks alcalins (Boulanger, 1957; Nicollet, 1984; Mahoney et al., 1991; Storey et al., 1995; Torsvik et al., 1998, Fig. 4.8).

Sous l'influence thermique du point chaud de Marion, les complexes tholéïtiques du massif d'Androy (Fig. 4.8a1), de Mananjary (Fig. 4.8a2), d'Ankilizato / Mahaboboka (Fig. 4.8a3) présentent une bimodalité (riche ou pauvre) selon leurs teneurs en Ti et P. Ils sont assimilés à des CFB (Continental Flood Basalts), et résultent de l'interaction entre la lithosphère subcontinentale ancienne et une source asthénosphérique appauvrie de type DMM (Depleted MORB Mantle, Storey et al., 1995; Torsvik et al., 1998; Bardintzeff et al., 2001).

Au Nord - Ouest de l'île, dans le bassin de Majunga, des coulées et filons de basaltes, ainsi que des andésites basaltiques (tholéïtiques) sont identifiées (Fig. 4.8b). Cette séquence est engendrée par des sources mantelliques enrichies de manière variable. Les roches qui sont pauvres en Ti sont corrélées à la cassure continentale du Gondwana, et leur genèse serait liée à un enrichissement du manteau lors d'un épisode de subduction antérieur ; tandis que celles présentant un rapport faible K/Nb seraient similaires à la formation des trapps du Deccan (Melluso et al., 1997).

Des basaltes à picrites, à cordiérites et à orthopyroxènes affleurent au Nord - Ouest de l'île (Fig. 4.8d ; Melluso et al., 2001; Melluso et al., 2005). La géochronologie et la géochimie de ces roches montrent une contamination crustale, due à des circulations de fluides au sein du manteau lithosphérique, et un appauvrissement en magma parental (Melluso et al., 2001; Melluso et al., 2005).

D'autres unités magmatiques, d'âge crétacé supérieur ont aussi été identifiées sur l'île. Les bassins de Majunga et de Morondava sont séparés par des complexes annulaires de gabbros, monzonites et granites hyperalcalins, (Fig. 4.8e). Leurs mises en place seraient liées à plusieurs effondrements en contexte de transtension, avec un régime de cisaillement dextre de direction N170°E (Rasolofomanana, 1998).

Des roches de type : péridotites (dunites et werhlites), clinopyroxénites, gabbros et syénites sodique ont été identifiées dans la région centrale (Antampombato - Ambatovy ; Fig. 4.8c).

Il est notable qu'aux îles Seychelles (à 1000 km Nord - Est, au large de Madagascar), des épanchements basaltiques d'âges voisins de 190 Ma, ainsi que des intrusions magmatiques de 135 Ma, 124 Ma et 113 Ma (Plummer, 1995) ont été identifiés.

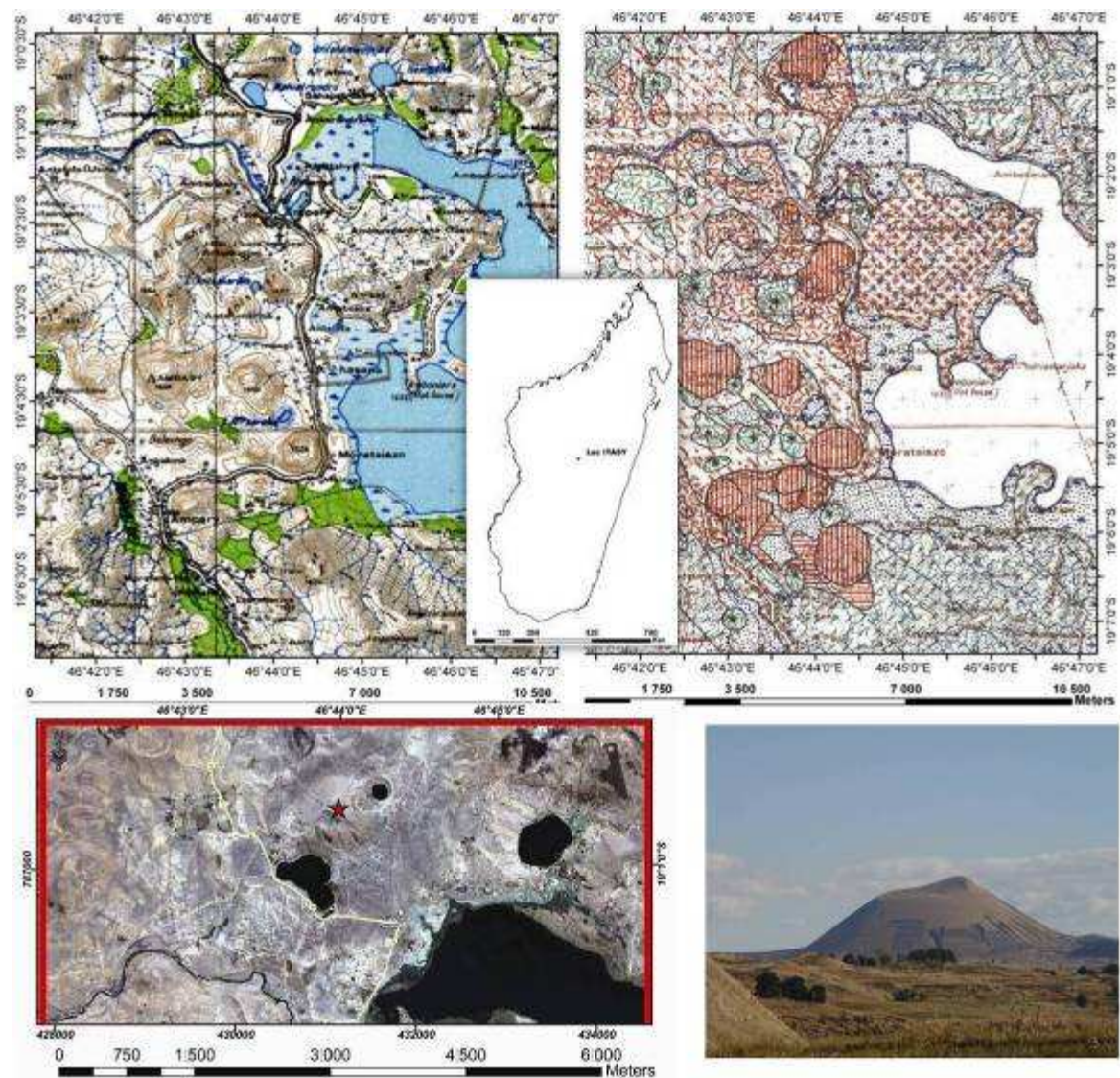
4.2.2- Le volcanisme du Néogène

Au centre de l'île, la province de l'Ankaratra (Fig. 4.8f) est caractérisée par un paysage volcanique (Figs. 4.9) composé principalement de basaltes et de basanites à néphéline cénozoïques (riches en pyroxène) d'âges 27,9 Ma à 3,1 Ma. Ils présentent des compositions isotopiques constantes, qui témoignent d'une source enrichie homogène, proche du pôle BSE (Bulk Silicate Earth). Il a été enregistré dans la région 4 phases d'éruptions volcaniques successives (Moine, 2007) ; des éruptions (i) de basaltes et de basanitoïdes à bétafite, (ii) d'Ankaratrites proprement dite, (iii) de basalte à andésite, (iv) et de trachyte à rhyolite d'âge pliocène.

Sur les cartes géologiques 1/100 000^{ème}, chaque éruption est identifiée par une légende appropriée (Fig. 4.9c). Cependant, on retrouve également sur les mêmes cartes des calderas qui ont +/- 1km de diamètre (exemple, Fig. 4.9e), et qui n'ont pas d'identification lithologique (comparer les figures 4.9a et 4.9c). La nature géologique sous le grand lac d'Itasy n'a pas encore été identifiée (Fig. 4.9c).

Une province volcanique d'âge Miocène (9.2 Ma - 8.9 Ma) est également identifiée dans la région d'Ankilioaka (Fig. 4.8h). Les roches sont chimiquement analogues à l'Ankaratrite (f, Fig. 4.9f).

Les volcanismes au Nord de Madagascar (Fig. 4.8g) et aux îles Comores sont de type basalte d'île océanique (OIB). Le cap d'ambre et l'île de Nosy-Be (au large des côtes Nord – Ouest) renferment de nombreux dykes, cônes et tufs volcaniques d'âge Plio - Quaternaires (5 Ma - 0.55 Ma) qui sont moins radiogénique par rapport au complexe de l'Ankaratra. Ce sont des basanites, téphrite et phonolite. Elles sont issues de sources mantelliques appauvries mais enrichies en composants alcalins. Ce sont des mélanges du manteau péridotitique avec la croûte continentale. Cette contamination se serait effectuée durant la période d'extension de toute la partie Nord centrale de Madagascar jusqu'en Afrique de l'Est, et ce durant le cénozoïque (Chorowicz, 2005).



Figures 4.9 : Les ensembles volcaniques d'Itasy. A gauche : (a) en haut, **extrait de la carte topographique 1/100.000^{ème}** ; (b), au centre, **localisation du lac Itasy sur Madagascar** ; (c) à droite : **extrait de la carte géologique 100 000^{ème}**, On remarque que quelques calderas, ainsi que le lac de Itasy n'a pas d'identité géologique. En bas : (d) à gauche : **image quickbird (google-map)** de la partie Nord-Est des cartes 4.9a et 4.9c ; (e) droite : **vue panoramique du caldera à l'extrême Nord de l'image**, représenté par l'étoile rouge sur 4.9d. (<http://www.panoramio.com/>).

B- Cartographie géologique par intégration, traitement et analyse des données



1- Géomatique et Système d'Information Géographique (SIG)

1.1- Systèmes de référence cartographiques

1.1.1- Géoïde de référence

La terre est soumise à deux actions permanentes : celle de sa propre gravité et l'accélération centrifuge due à sa rotation qui la déforme en ellipsoïde (avec des creux et des bosses de l'ordre de la centaine de mètres ; Fig. 1.1). Ainsi, un géoïde de référence est une surface équipotentielle du champ de gravité terrestre, qui coïncide avec le niveau moyen des mers (Dana, 1999 ; Figs. 1.1, 1.2).

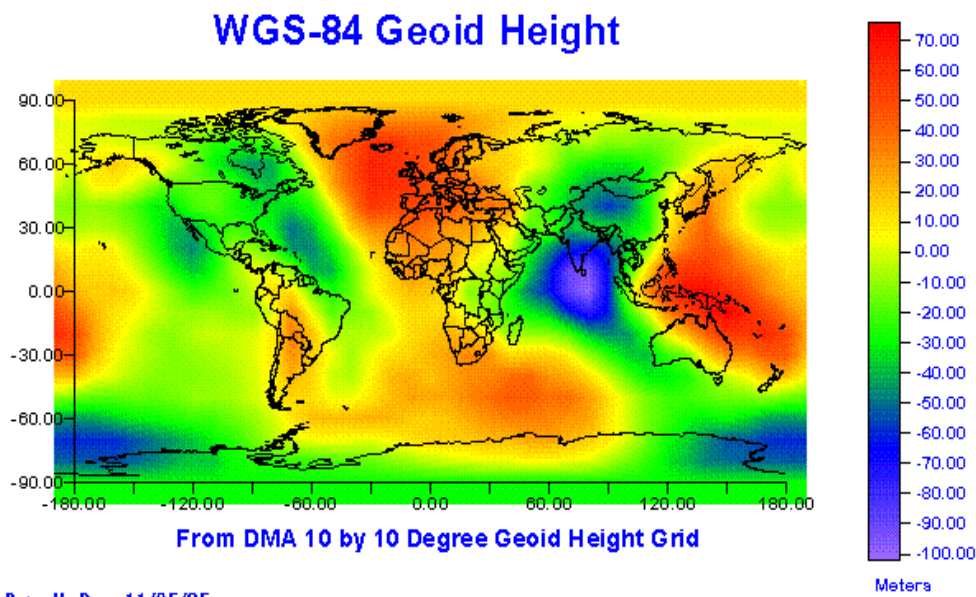


Figure 1.1 : Le géoïde terrestre projeté sur le système de référence WGS-84 (Dana, 1999).

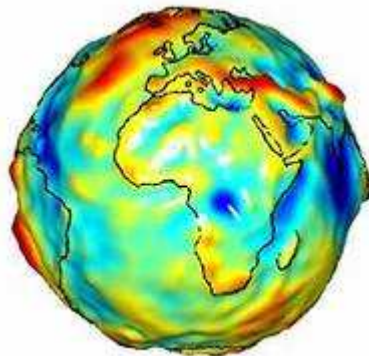


Figure 1.2 : Carte gravimétrique régionale de la Terre, vue sur l'Afrique (GRACE, 2003).

1.1.2- Ellipsoïde de référence

La terre est aplatie aux pôles et renflée à l'équateur. Son diamètre est d'environ 20 km plus court aux pôles par rapport au diamètre équatorial. Le modèle mathématique le plus proche de ce géoïde est un ellipsoïde de révolution qui représente la surface terrestre moyenne (Fig. 1.3).

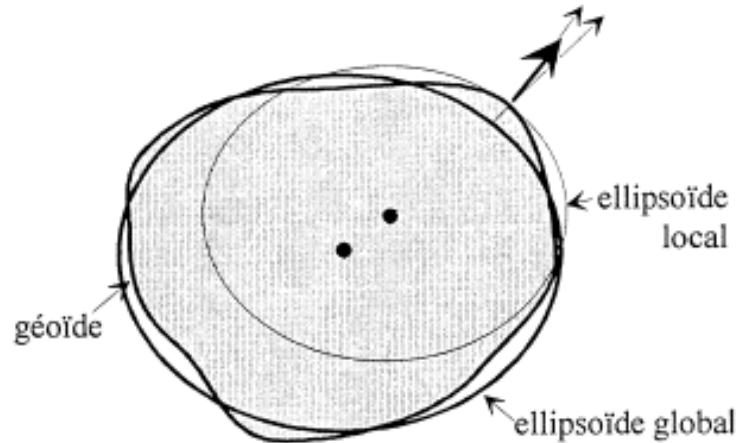


Figure 1.3 : Le géoïde et les ellipsoïdes de référence, (<http://www.ign.fr>).

Il existe plusieurs modèles d'ellipsoïdes de références utilisées dans le monde. Chaque modèle est associé à un ellipsoïde de révolution, avec des centres géométriques différents (Fig. 1.4).

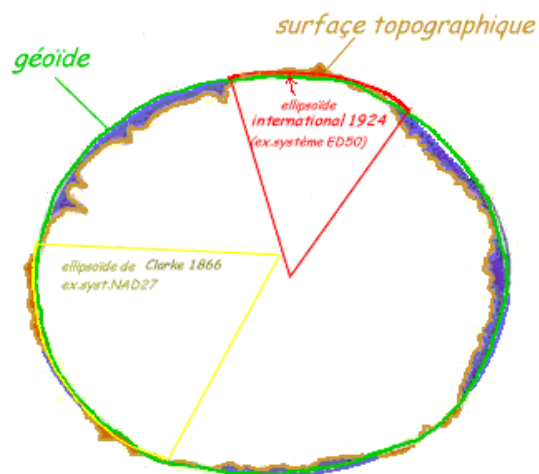


Figure 1.4 : Exemples d'ellipsoïde de révolution montrant la distinction de la position des centres (<http://zoumine.free.fr>).

Chaque ellipsoïde (Fig. 1.5) est défini par un centre et :

<i>le demi grand axe</i>	$=a$
<i>le demi petit axe</i>	$=b$
<i>L'inverse de l'aplatissement</i>	$1/f = a / (a - b)$
<i>excentricité</i>	$e = \sqrt{(a^2 - b^2) / a^2}$

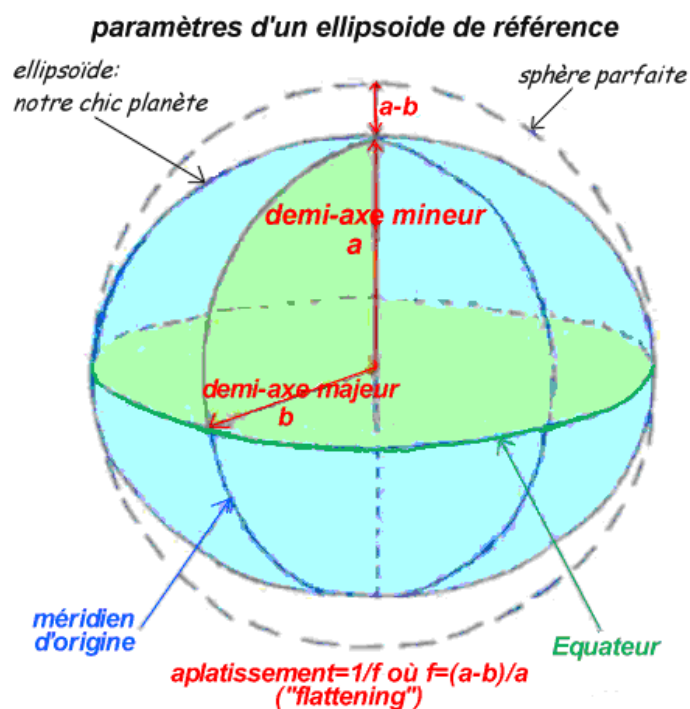


Figure. 1.5 : Paramètres d'un ellipsoïde de référence (<http://zoumine.free.fr/>).

Le WGS (World Geodetic System) 84, est le système géodésique mondial basé sur l'ellipsoïde IAG GRS 1980. Il s'approche au plus près du géoïde de toute la surface de la terre. Il est centré sur le centre de gravité de la terre.

En France, il existe trois modèles d'ellipsoïdes : le WGS 84, le système géodésique européen ED50 (basé sur l'ellipsoïde de Hayford 1909), et la nouvelle triangulation française (NTF, basée sur l'ellipsoïde de Clarke 1880 ; Fig. 1.6).

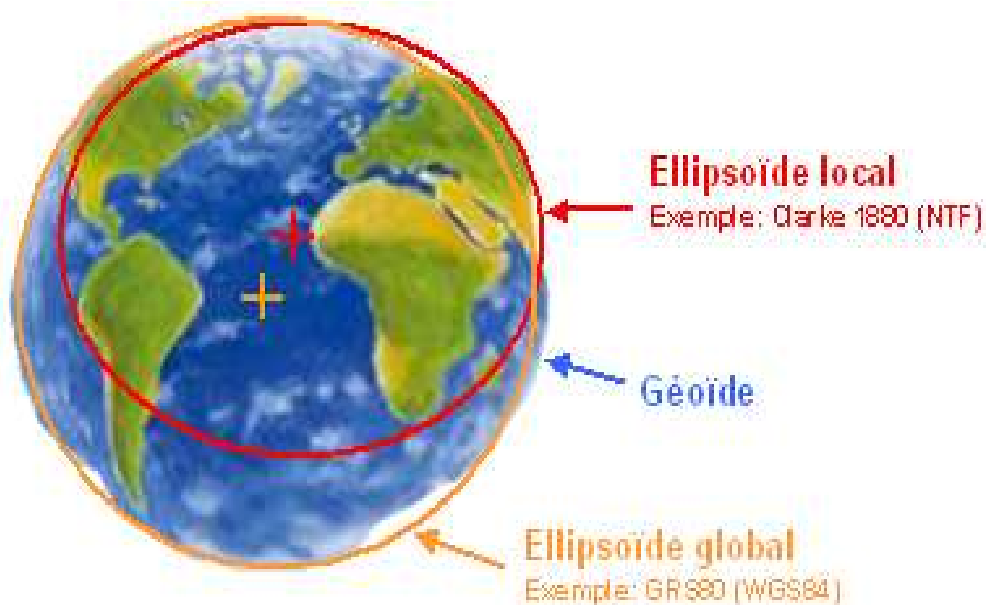


Figure 1.6 : Formes des ellipsoïdes usuels (<http://hydrasa.labo.univ-poitiers.fr/jbodini/recherche.htm>)

1.1.3- Projections cartographiques, critères de choix

La projection est le moyen utilisé en cartographie pour représenter sur une carte plane la superficie, les distances, les directions et le relief. Ces propriétés se caractérisent sur une sphère ou un ellipsoïde (on projette toujours sur un ellipsoïde). Trois géométries sont utilisées pour projeter la terre : le cône, le cylindre et le plan. Ce processus de « mise à plat » entraîne des altérations de la forme et de la surface des éléments à cartographier ; mais également des distances et des directions entre ces éléments. En dépit des problèmes liés à la distorsion, toutes les projections conservent un élément important qui est la précision de la localisation.

Une projection est dite équivalente lorsqu'elle conserve les aires et les surfaces mais pas les formes ni les angles, et la distorsion augmente avec la distance du point d'origine. Une projection est équidistante lorsqu'elle conserve une échelle constante (la distance) à partir du centre de la projection, ou le long des méridiens qui passent à travers ce point ; les formes et les aires ne sont pas conservées. Enfin, une projection cartographique est conforme lorsque tous les angles en n'importe quel point sont conservés ; les angles et les formes sont conservés pour des petites surfaces (si l'on considère des dimensions régionales ce n'est plus le cas).

En cartographie, on trouve plusieurs modèles de projection (Fig. 1.7a), et il est notable que des systèmes de projection sont préalablement intégrés au sein des logiciels de traitement de données géographiques (comme arcGIS ; Fig. 1.7b).

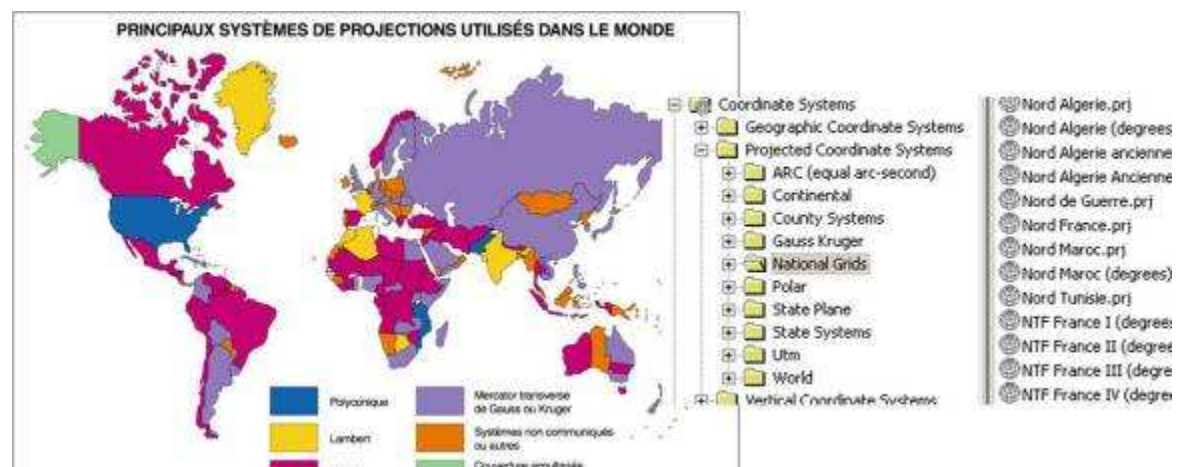


Figure 1.7 : (a) à gauche, **carte des Principaux systèmes de projections utilisés dans le monde** (<http://hydrasa.labo.univ-poitiers.fr/jbodin/recherche.htm>); (b) à droite, **exemples de systèmes de projections utilisés par arcGIS**.

La projection a pour but de réduire à leur minimum les distorsions pour une surface terrestre représentée. La liste la plus commune est donnée dans le tableau 1.1. Ainsi, la sélection de la meilleure projection cartographique dépend du but de l'utilisation de la carte. Pour la cartographie des objets linéaires, les distances précises sont importantes. Pour les cartes thématiques qui présentent des données de surface ou de domaine, la bonne dimension des domaines et des formes est importante. D'autres critères sont aussi à considérer comme l'étendue et la localisation géographique de la région dont on veut dresser la carte.

Tableau 1.1 : Classification des projections cartographiques les plus communes (Lapointe, 2005)

Projection	Type	Propriétés
Conique conforme de Lambert	conique	Conforme, direction vraie
Poly conique	conique	Equidistante
Mercator	cylindrique	Conforme, direction vraie
Mercator Transverse	cylindrique	Conforme
Robinson	Pseudo-cylindrique	sans
Eckert IV	Pseudo-cylindrique	Equivalente
Sinusoidale	Pseudo-cylindrique	Equivalente
Zénithale équidistante	azimutale	Equidistante, direction vraie
Azimutale, équivalente de Lambert	azimutale	Surfaces équivalentes, direction vraie
Stéréographique	azimutale	Conforme, direction vraie
Van Der Grinten I	Individuelle ou unique	Sans propriété spécifique

1.1.3.1- Projection conique

Dans le cas d'une projection conique, on visualise la terre, projetée sur un cône tangent ou sécant. Elle est utilisée principalement pour dresser les cartes des régions situées au Nord de l'Equateur, sur des régions de latitude moyenne, et pour des pays dont le territoire s'étale en direction Est - Ouest. Dans ces cas, elle présente moins de distorsion pour les surfaces. En France, on utilise la projection conique conforme de Lambert (Fig. 1.8).

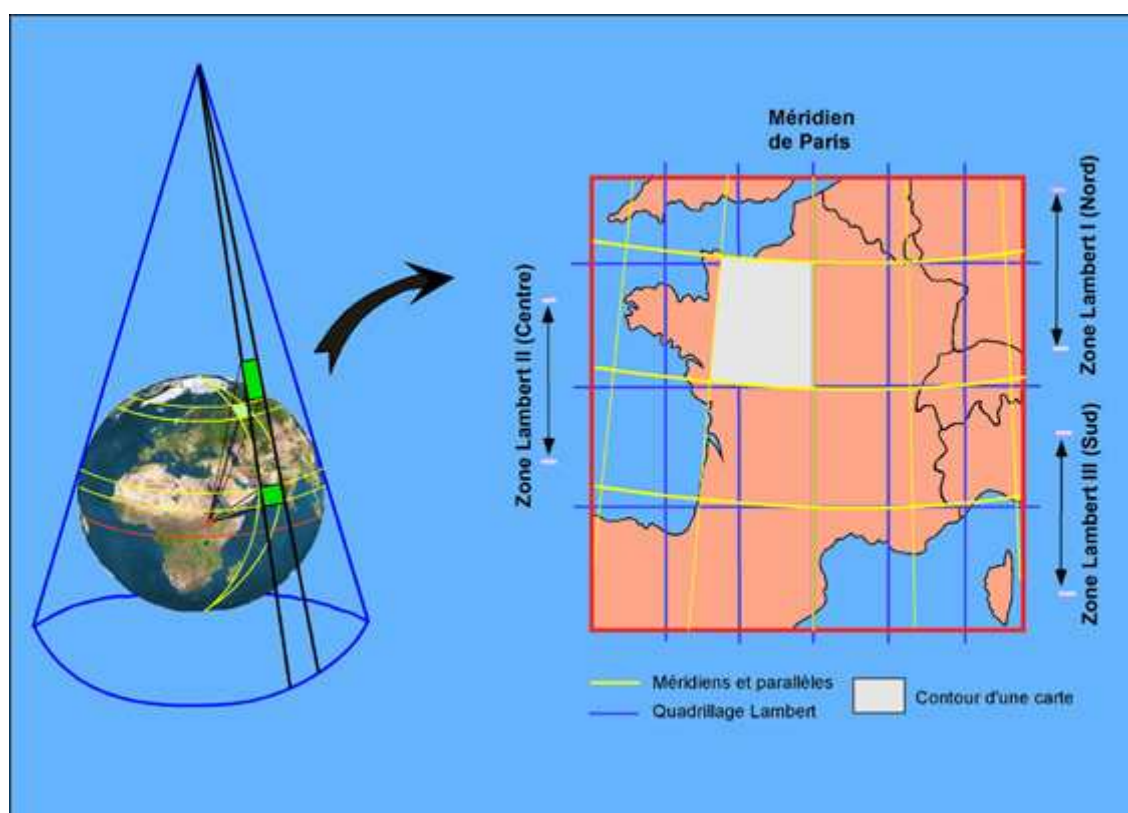


Figure 1.8: Principes de la projection conique de Lambert et Zones Lambert en France Métropolitaine (<http://nte-serveur.univ-lyon1.fr/>).

1.1.3.2- Projection cylindrique

Dans le cas d'une projection cylindrique, la terre est projetée sur un cylindre tangent ou sécant (Fig. 1.9). Si on projette le monde sur une seule carte, le mode cylindrique présente une importante distorsion aux hautes latitudes, la distance entre les parallèles devient plus grande. Les pôles ne sont plus représentés par des points mais deviennent des régions immenses. Cet effet augmente notamment la surface des pays de l'hémisphère Nord (Fig. 1.9).

Ainsi, on utilise la projection cylindrique soit pour une surface complète de la terre, soit pour cartographier une étendue Est - Ouest ou Nord - Sud (cas de Madagascar). Elle est utilisée notamment pour les régions de basse latitude (près de l'équateur). La projection de Mercator est la plus utilisée des projections cylindriques.

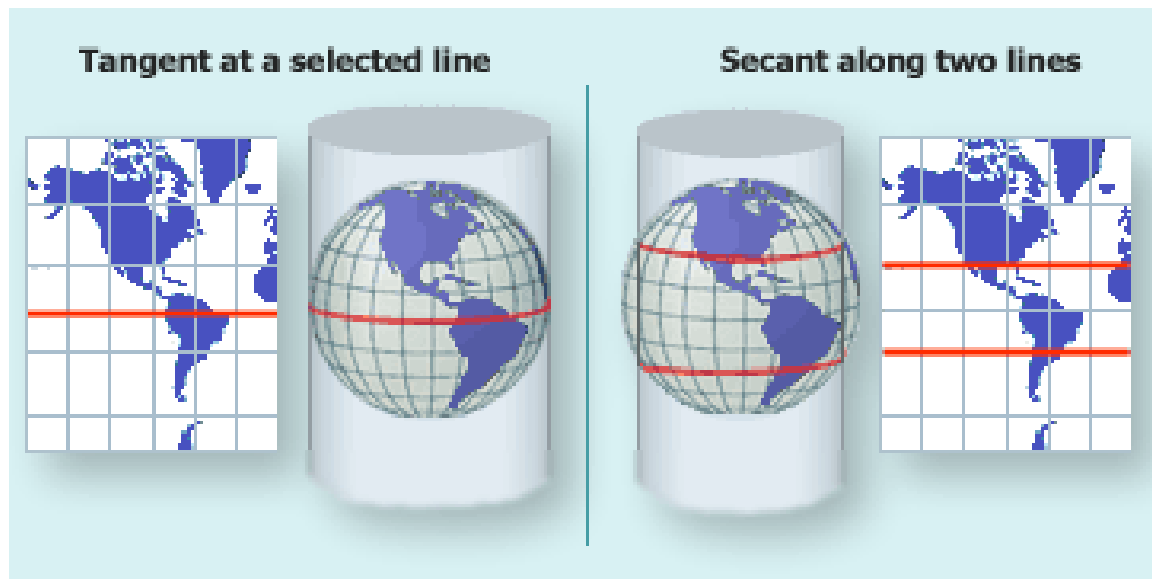


Figure 1.9 : Projection cylindrique : tangente (à gauche) et sécante (à droite),
(<http://nte-serveur.univ-lyon1.fr/>).

1.1.3.3- Projection plane

Avec la projection plane (ou azimutale), à partir d'un point de perspective, une portion de la surface de la terre est transformée en une surface plane. Ce mode de projection est utilisé en général sur les cartes concernant les régions polaires mais aussi pour des cartographies très précises de petites surfaces ($< \text{km}^2$) qui sont centrées n'importe où sur la surface terrestre. La projection stéréographique est un exemple de projection plane.

1.1.4- Les systèmes géodésiques de référence utilisés à Madagascar

Dans une projection cartographique, tout point est caractérisé par ses coordonnées géographiques : sa latitude et sa longitude. Elles sont exprimées en grades, en degrés sexagésimaux ou en système métrique, et elles sont repérées par rapport à un méridien d'origine.

Le méridien d'origine international est celui de Greenwich, et il y a autant de méridiens origines que de systèmes géodésiques (exemple du méridien de Paris).

A Madagascar on utilise deux systèmes géodésiques de référence : le WGS 84 et le Tananarive 1925. Ils sont associés respectivement à deux ellipsoïdes de référence dans des projections cylindriques:

- (i) l'ellipsoïde IAG GRS 1980, en projection Universal Transverse Mercator (UTM),
- (ii) et l'ellipsoïde International 1924, en projection Hotine Oblique Mercator appelé le Laborde Mercator Oblique à Madagascar.

1.1.4.1- Système géodésique de référence WGS84

Le système de projection cartographique Mercator transverse universelle (UTM) est une projection centrée sur l'équateur avec un cylindre orienté Nord - Sud. Les lignes de latitude et de longitude apparaissent ainsi comme des lignes droites perpendiculaires (Fig. 1.10). L'UTM divise la Terre en 60 zones étroites orientées Nord - Sud. Elle s'étend du 80^{ème} degré de latitude Sud au 84^{ème} degré de latitude Nord. L'intervalle des grilles est de 6 degrés de longitude, dans l'axe Est - Ouest.

Chaque zone est représentée à l'aide d'une projection de Mercator transverse centrée sur elle-même. Madagascar couvre deux zones : une partie Ouest dans la bande 38 Sud (Fig. 1.11), et une partie Est qui est dans la zone 39 Sud.

Ce système est largement utilisé pour les canevas cartographiques nationaux parce qu'il fournit un système de coordonnées cohérent bidimensionnel qui inclut toutes les cartes d'une série tout en fournissant une projection adéquate pour des cartes à usage multiple de moyenne à grande échelle ($< 6^\circ$). Pour des surfaces plus grandes il y aura des distorsions, de plus en plus importantes si la latitude augmente par rapport au point de référence. Il faut tenir compte que c'est notamment important pour les reconstitutions paléogéographiques.

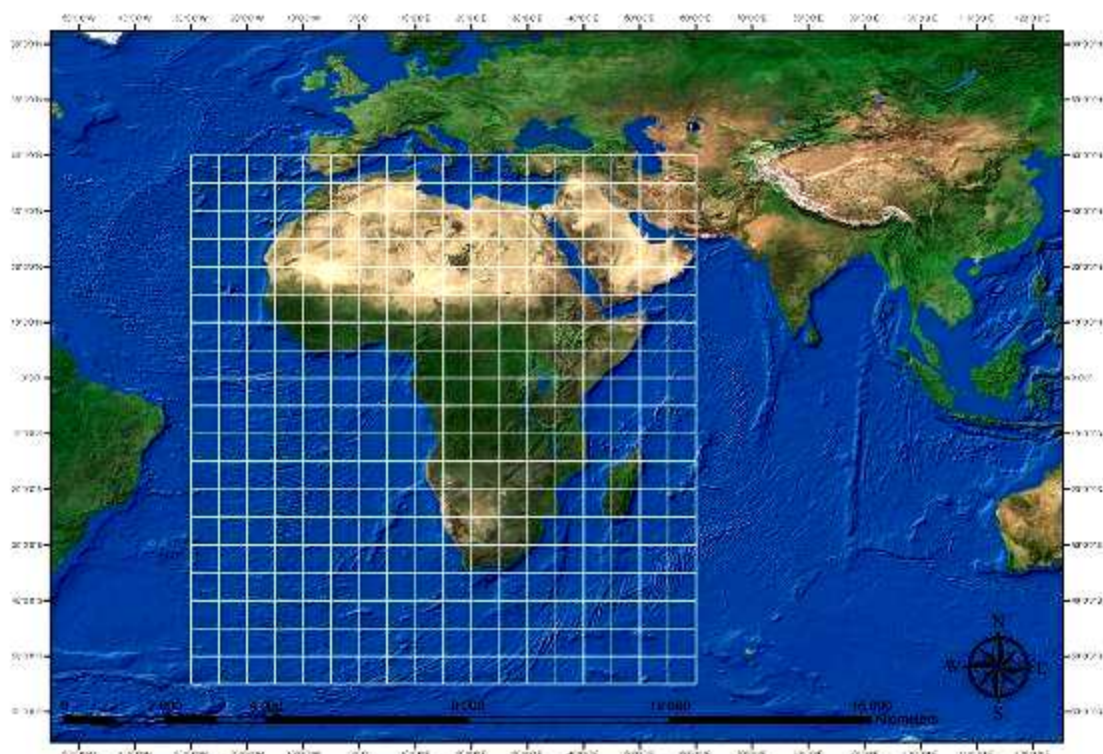


Figure 1.10: L'Afrique et ses grilles de longitude et latitude à l'intervalle de 6 degrés, sur le modèle cartographique plane WGS_1984 (ESRI/ArcGIS9).

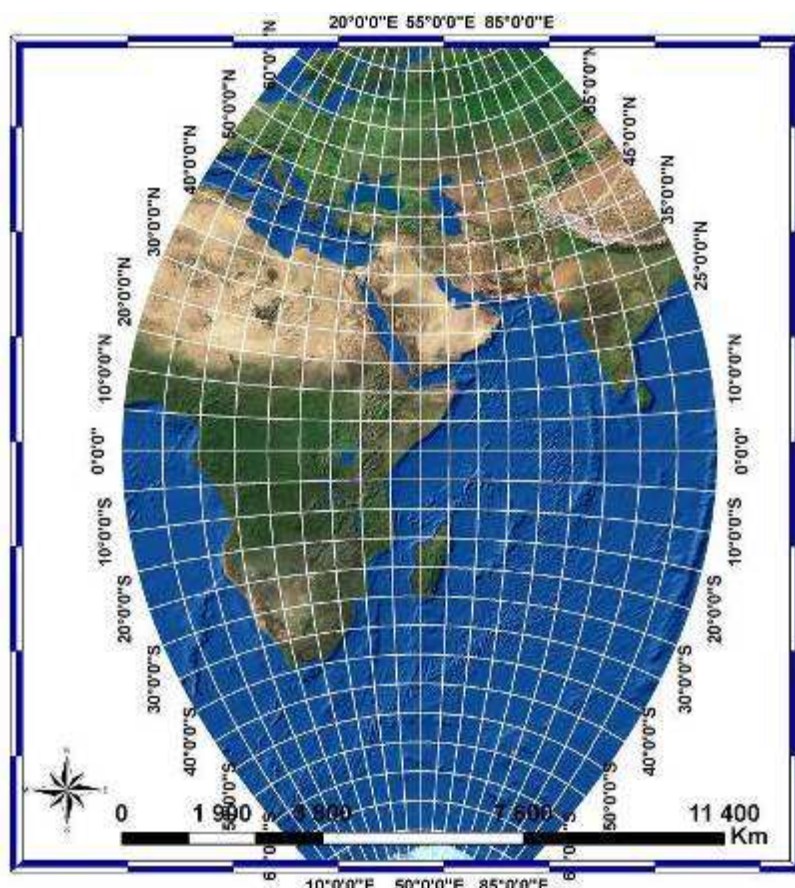


Figure 1.11: L'Afrique de l'Est et les grilles de longitude latitude, projetés sur le système UTM 38 Sud.

1.1.4.2- Système géodésique de référence Tananarive 1925

C'est une projection qui utilise la Hotine Oblique Mercator (variante de la projection de Mercator de base). L'azimut du cylindre est incliné d'un angle de 21 grades (Fig. 1.11), s'écartant de l'axe polaire. Les bandes Nord - Sud sont alors obliques. C'est une projection cylindrique et conforme (qui conserve les angles) ; elle représente de façon relativement exacte les distances, les directions, les surfaces et les formes, dans un intervalle de 12 à 15 degrés par rapport au méridien d'origine (Fig. 1.13).

Ce méridien origine de référence passe par un point du centre de l'île (proche d'Antananarivo) : représenté par l'étoile jaune sur la figure 1.12, et où les coordonnées par rapport au point Greenwich sont de $46^{\circ} 26' 14.025''$ Est ; $18^{\circ} 54' 0.000''$ Sud. A ce point, il a été attribué des coordonnées métriques de 400 000m pour la longitude de et 800 000 m pour la latitude. Il est ainsi essentiel de noter que l'origine métrique de ce système de référence Tananarive 1925 se trouve au large des côtes Sud – Ouest de l'île (point 0,0 ; Fig. 1.12), et correspond à la fameuse référence origine Laborde de Madagascar (un système de coordonnées métrique locale, Clifford et al., 2000).

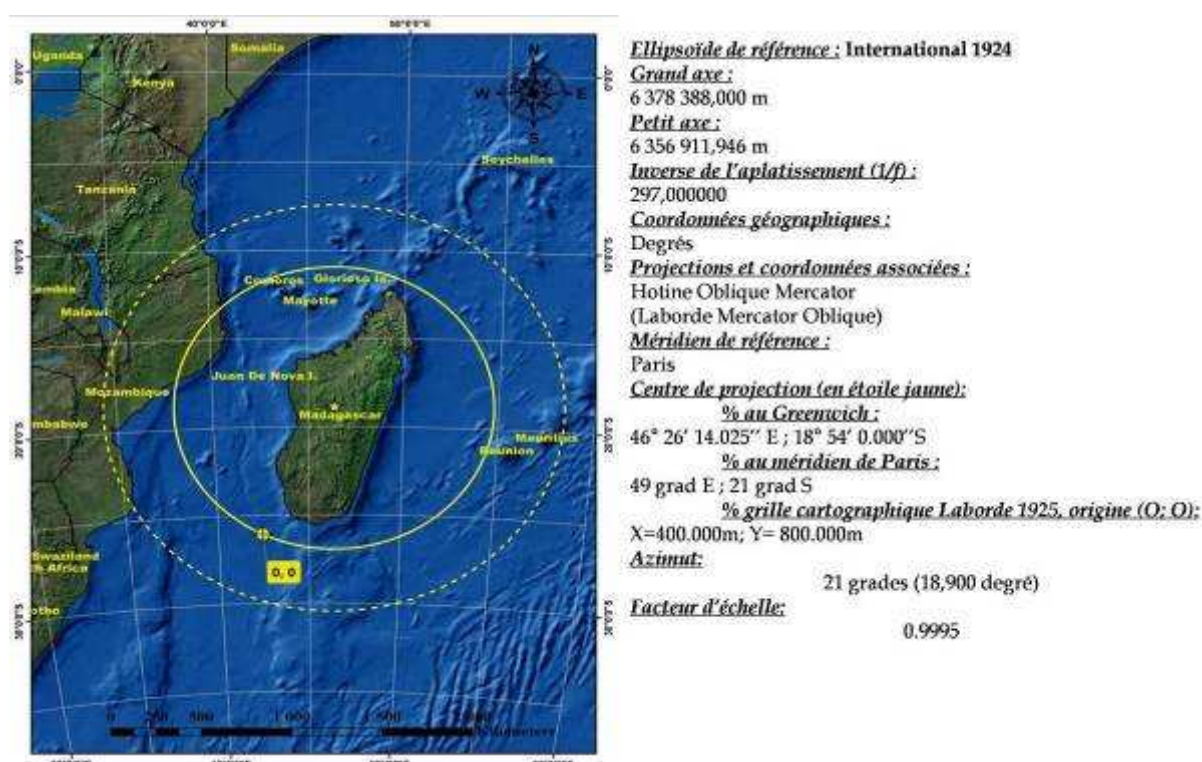


Figure 1.12 : Détails sur le système de projection Laborde Mercator Oblique, Le méridien origine de référence passe par le point du centre de l'île (proche d'Antananarivo) représenté par l'étoile jaune. L'affichage est sur le **WGS 1984**.

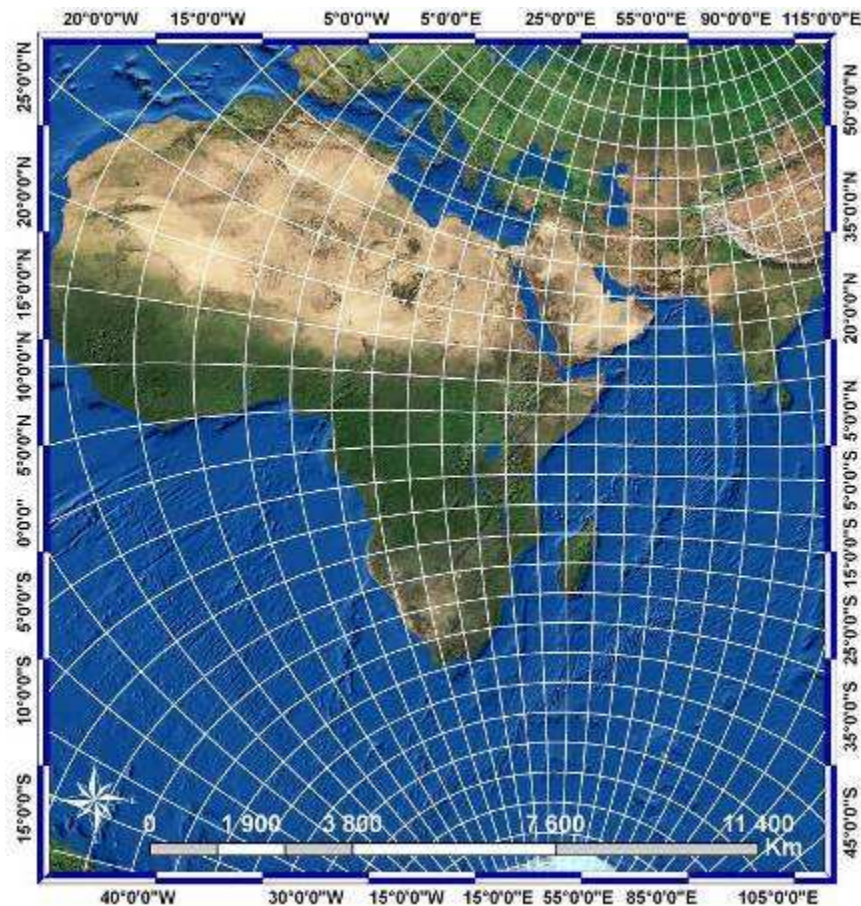


Figure 1.13: L'Afrique et ses grilles de longitude latitude. Les données sont **projetées sur le Madagascar Laborde Tan1925** (ESRI/ArcGIS9), mais l'**affichage** est sur le **WGS 1984**.

1.2- Cartographie sous S.I.G. (Système d'Information Géographique)

Avant l'arrivée des ordinateurs, les cartes planes représentaient à la fois la base de données et le format du produit de l'information géographique. Les applications en systèmes d'information géographique type arcGIS, permettent de séparer les bases de données géographiques des cartes. De plus, le changement d'échelle entre les images régionales et l'affleurement n'est pas toujours évident. En effet, il est nécessaire d'identifier l'(ou les) information dominante sur le terrain. C'est là que le SIG est particulièrement puissant puisqu'il permet la hiérarchisation et la comparaison des données à des échelles variées. Il est ainsi possible, et relativement facile de caractériser une seule information (parmi l'ensemble) obtenue sur le terrain à différentes échelles.

1.2.1- Modélisation et représentation des entités

Il existe essentiellement deux modes de repérage et de représentation des objets dans l'espace : le mode discret (raster) et le mode vecteur (Fig. 1.14).



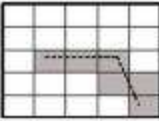
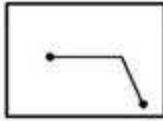

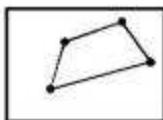
	Mode raster	Mode vecteur
Point		
Ligne		
Polygone		

Figure 1.14 : Représentation des points, lignes et polygones en modes raster et vecteur

1.2.1.1- Mode raster

L'espace est régulièrement découpé en cellules élémentaires. Le cas le plus simple et le plus courant correspond à une discrétisation du plan en carrés élémentaires ou pixels. Un point est représenté par les coordonnées du pixel où il se situe. Une grille représente un ensemble fini de points, à l'intersection de droites parallèles aux axes, et à égale distance les unes des autres (colonnes et rangées). Les coordonnées d'un point sont alors un numéro de colonne et un numéro de rangée. La géométrie d'un polygone ou d'une ligne est représentée par l'ensemble des pixels dont l'intersection avec le polygone ou la ligne est non nulle. Dans une grille, les pixels ne peuvent porter qu'un seul attribut.

1.2.1.2- Mode vecteur

Le mode vecteur permet une représentation de la géométrie des objets avec la possibilité de pouvoir les associer à un ou plusieurs attributs. On distingue principalement trois objets spatiaux :

- (i) **Le Point** représente un objet géographique de dimension zéro. Il est représenté par ses coordonnées dans le système de projection de référence. L'objet spatial associé à un échantillonnage ou arrêt est un point.
- (ii) **La Ligne** représente un objet géographique de dimension 1. Elle est représentée par une liste de points. Les lignes sont généralement représentées de manière approximative par des séquences de segments de droite, qui se caractérisent par leur longueur et les angles qu'ils font par rapport au Nord géographique de référence. L'objet géographique associé à une faille ou une trajectoire de foliation est une ligne.
- (iii) **Le Polygone** représente un objet géographique de dimension 2. Il s'agit d'un objet spatial polygonal ou surfacique. L'objet géographique associé à une unité lithologique est un polygone. Ces géométries sont obtenues soit par "vectorisation" de données déjà numérisées en mode raster, soit par "digitalisation" de documents préexistants.

1.2.2.2- Base de données géographiques

Par sa capacité de stockage, de gestion et d'affichage des données, le SIG est un outil puissant pour appréhender les problèmes de décision à référence spatiale, telle la cartographie et les études géologiques. De plus, le traitement, l'analyse et le croisement des données sont simples et aisément adaptable à la technologie du SIG, tant pour des analyses planaires que pour des modélisations tridimensionnelles. L'ensemble de toutes les données est ainsi intégré dans un système de base de données géographique, géré sous ArcGIS 9.2 (Fig. 1.16). Ma démarche s'est faite en quatre étapes :

- (i) Collecte et géoréférencement des données de bases acquises : cartes, thèses, rapports et articles scientifiques;
- (ii) Ajout de nouvelles données obtenues par traitement des images numériques ;
- (iii) Hiérarchisation et harmonisation des données avec la base de données existante : le Système d'Information Géologique de Madagascar (mise à disposition par le Service Géologique et le Bureau du Cadastre Minier de Madagascar) ;
- (iv) Elaboration de métadonnées et de sémantiques (ou requêtes).

Les métadonnées représentent des informations qui décrivent les données ; comme une fiche de bibliothèque décrit un livre. On peut y mettre l'information concernant la source, l'historique, le propriétaire, le type de données et surtout le système de projection de ces données.

Les sémantiques sont spécifiées par des règles relatives à une information dans un ou des contextes particuliers. Exemple de sémantique : analyses des points d'indices de corindons, localisés au sein des zones de cisaillement, associés à des complexes granulitiques.

1.2.3- Géo portail ou Webmapping

La structure de la base de données que j'ai réalisée est assez claire et souple pour être facilement maniable par d'autres utilisateurs. Par exemple, une application de webmapping (type géoportail) a été réalisé par Razanajao Thierry, dans le cadre de ses études en M2P, Université de Marne-la-Vallée (UMLV) - Ecole Nationale des Sciences Géographiques (ENSG), Paris, Année 2008.

Ce projet a été encadré par Jean Paul Rudant de l'UMLV (Paris), Anne Ruas de l'I.G.N (Paris) et Alexandre Pauthonnier de l'ENSG. Il a eu pour objectif de mettre en ligne des données cartographiques et géologiques, afin de les rendre accessibles au grand nombre et spécialement aux étudiants malgaches. Toutes les données sont représentées avec le Système géodésique de référence Tananarive 1925 (Razanajao et al., 2007).

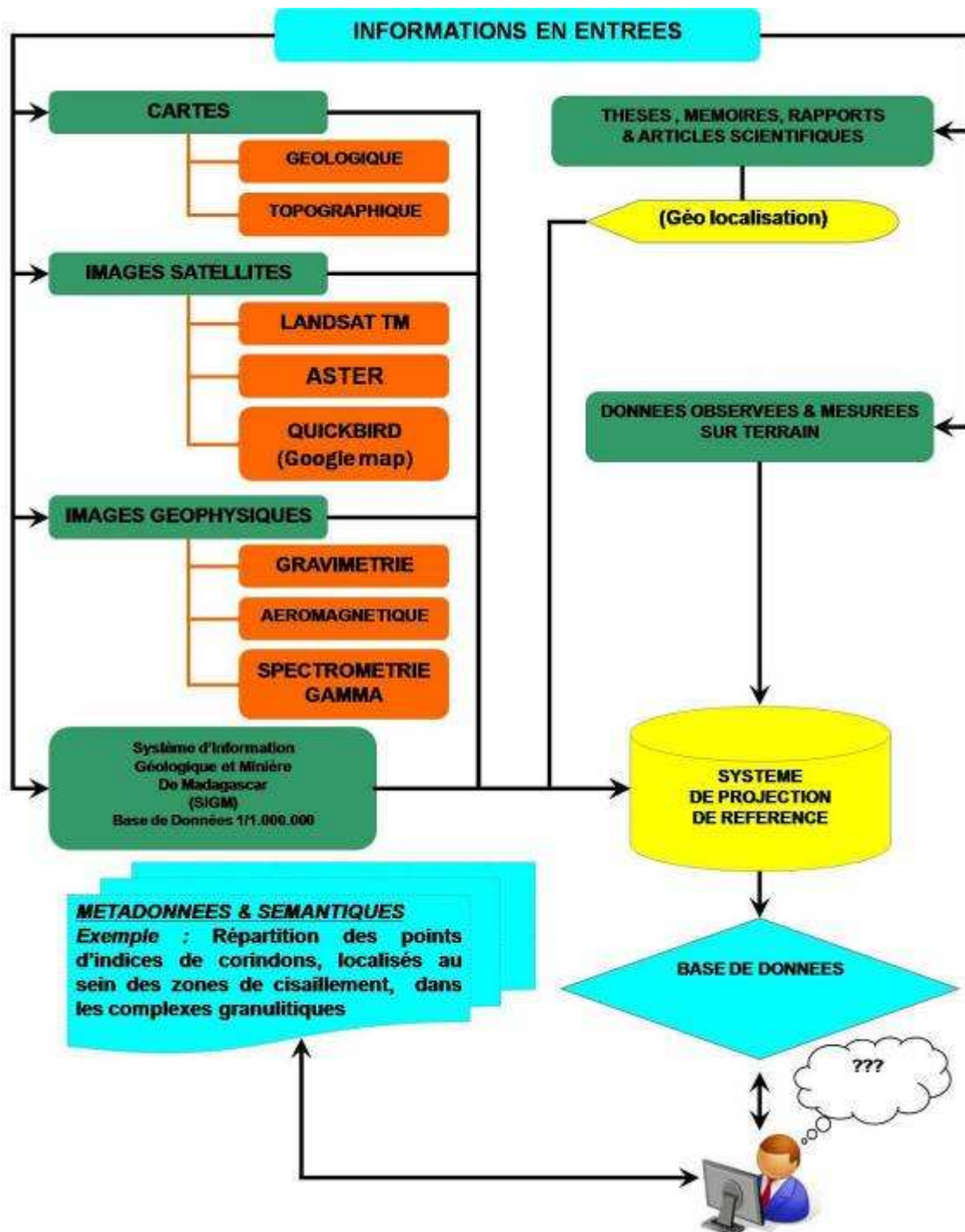


Figure 1.16 : Schéma conceptuel des données.

2- Nature des entités cartographiées

Une question simple est de savoir ce que l'on peut cartographier sur nos différentes images (topographiques, géologiques, numériques). A partir des traitements d'images satellite, des cartes de trajectoires de foliations ont été obtenues pour la région Sud de Madagascar (Fig. 2.1 ; Martelat, 1998). Des techniques de classification sur images satellite (type ASTER) permettent d'identifier des ensembles lithologiques (Fig. 2.2 ; Gad et al., 2007).

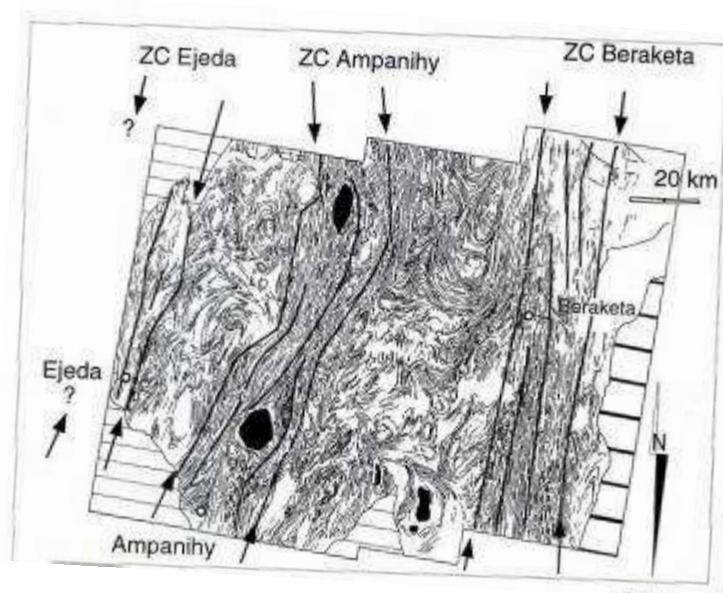


Figure 2.1 : Carte des zones de cisaillement majeures du Sud de Madagascar (Ejeda, Ampanihy et Beraketa ; Martelat, 1998). Elles sont mises en évidence par les trajectoires de foliations (traits fins noirs). Les flèches indiquent les limites des zones de cisaillement (ZC). Les ensembles noirs sont des massifs anorthositiques. Les ronds blancs localisent les villages.

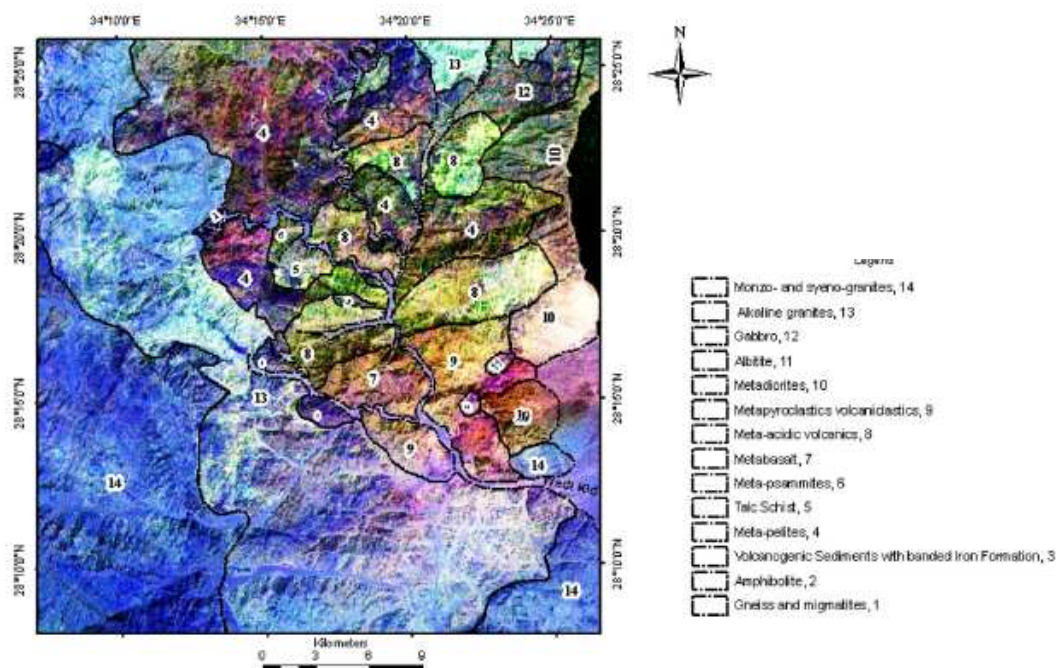


Figure 2.2 : Cartographie de domaines lithologiques sur un socle néoprotérozoïque au Sud du Mont Sinaï (Egypte), à partir d'une classification d'images ASTER (Gad et al., 2007).

Au Nord de la Finlande, la cartographie des données aéromagnétiques s’est avérée efficace pour cartographier des anomalies linéaires, interprétées comme des failles (Fig. 2.3 ; Airo et al., 2008).

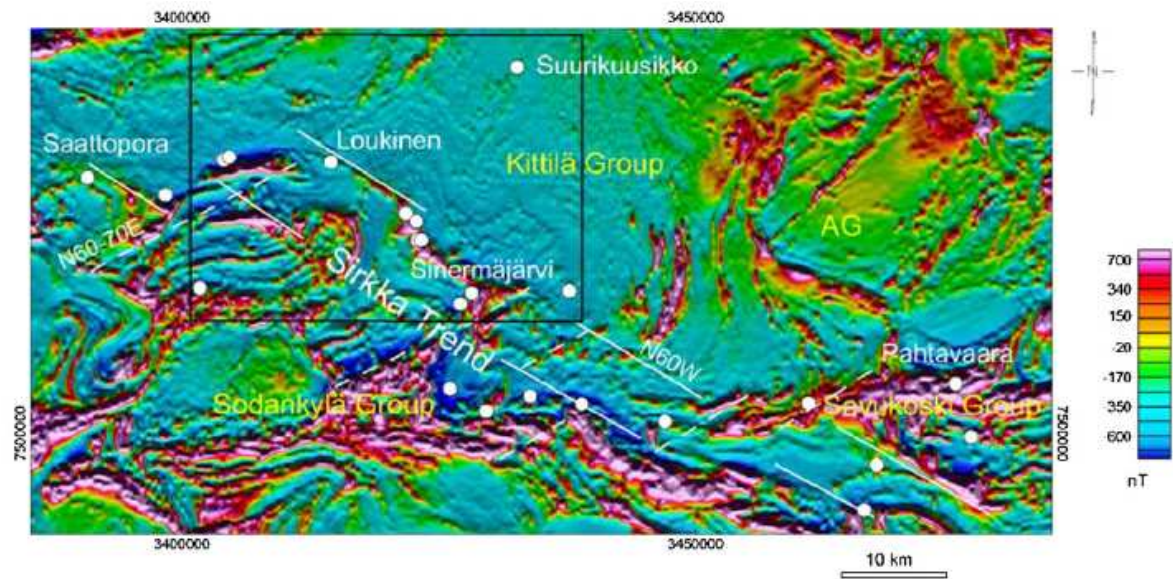


Figure 2.3 : Cartographie des failles à partir d’image aéromagnétique, sur une croûte paléoprotérozoïque au Nord de la Finlande. Etude effectuée dans le cadre de caractérisation d’un gisement d’or (Airo et al., 2008).

Par ailleurs, il existe de nombreux autres types de données (Radar, Gamma Rays, Electromagnétisme) qui apportent des informations différentes (tableau 2.1, Jessel et al., 2003). Cependant on identifie toujours deux grands types d’information : des géométries (anomalie linéaire, ou planaire plus ou moins complexe), et des couleurs (ensemble, ellipse).

Tableau 2.1 : Les différentes techniques d’acquisition de données, utilisées en cartographie géologique (Jessel et al, 2003).

Profondeur de pénétration log(m)	Techniques	Plateforme			Propriétés
		Homme	aéroporté	satellite	
10 -9	Géologie	Oui	Non	Non	Lithologie, structures
10 -6	Spectral	Oui	Oui	Oui	Minéralogie, végétation
10 -3	Radar (SAR)	Non	Oui	Oui	Rugosité
10 0	Gamma Rays	Non	Oui	Non	U, Th, K
	Radar (GPR)	Oui	Non	Non	Propriétés électriques
	Electromagnétique	Oui	Oui	Non	Propriétés électriques
10 +3	Magnétisme	Oui	Oui	Non	Magnétisme, Pétro physique
10 + ⁶	Gravimétrie	Oui	Oui	Non	Densité

Les anomalies linéaires correspondent souvent à des limites tectoniques : une fracture, un chevauchement ou un plan de foliation. Elles peuvent également correspondre à une limite lithologique ou un cours d’eau. Les ensembles de couleur sont généralement des ensembles lithologiques. La végétation peut également représenter une surface en couleur homogène.

Les ensembles lithologiques et les structures tectoniques sont parfois intimement liées, notamment en domaine fortement déformé où les foliations sont parallèles aux ensembles lithologiques (Martelat, 1995; Martelat et al., 2000). Les cours d'eau, la répartition des nappes phréatiques, l'altération et le développement du couvert végétal peuvent souligner la géométrie ou les ensembles lithologiques. En effet leur développement est contrôlé par les structures géologiques. C'est le cas du plateau de l'Horombe, où même avec plus de 5 mètres de latérite et un couvert herbeux très homogène, on peut avoir un signal géophysique contrasté soulignant les structures tectoniques.

J'ai donc cartographié, à partir des données disponibles à Madagascar, des anomalies linéaires et des ensembles lithologiques à différentes échelles. Il est important de noter que les structures cartographiées ont été, dans la mesure du possible (compte tenu de la taille des objets), contrôlées sur le terrain. En effet, seul un aller retour entre les données de terrain et les données cartographiées sur image, permettrait de valider la nature de l'entité cartographiée.

3- Intégration de données cartographiques

Dans le cadre de cette thèse, j'ai effectué 15 semaines de terrain, et j'ai rassemblé de nombreux documents (des cartes, des rapports, des thèses, des articles scientifiques, et des données numériques). Ces derniers sont discutés dans les paragraphes suivants.

3.1- Cartes géologique et topographique

Pour des analyses et interprétations géomorphologiques, j'ai intégré dans la base de données SIG l'ensemble de toutes les cartes topographiques disponibles pour la zone Sud de Madagascar à l'échelle 1/100 000 (Fig. 3.1), ainsi que celles à 1/500 000.

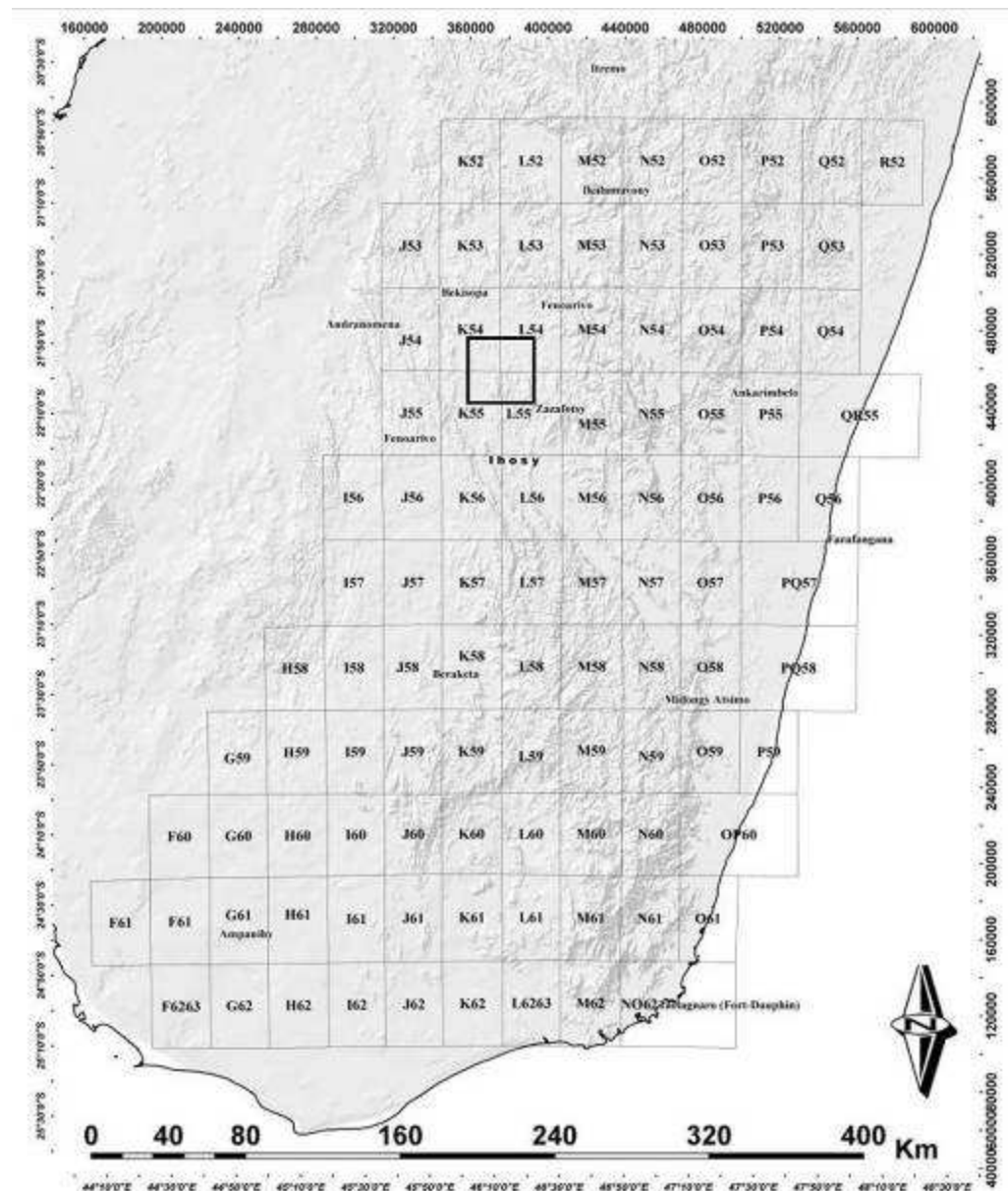


Figure 3.1: Limite des coupures de cartes à l'échelle 1/100 000^{ème} utilisées, les Figures 3.3 sont localisées par le carré noir.

Les cartes géologiques de Madagascar sont excellentes pour la différenciation lithologique, elles contiennent également des indices de substances minières et des informations

structurales : signes de pendages, axes de plis. J'ai scanné, géoréférencé et intégré dans la base de données SIG plus de 100 cartes à l'échelle 1/100 000 (Fig. 3.1).

Les études géologiques du Sud de l'île ont été réalisées dans le cadre de différents projets de recherches scientifiques (Fig. 3.2 ; Boulanger, 1954; Noizet, 1969; Bazot, 1976; Hottin, 1976; Nicollet, 1988).

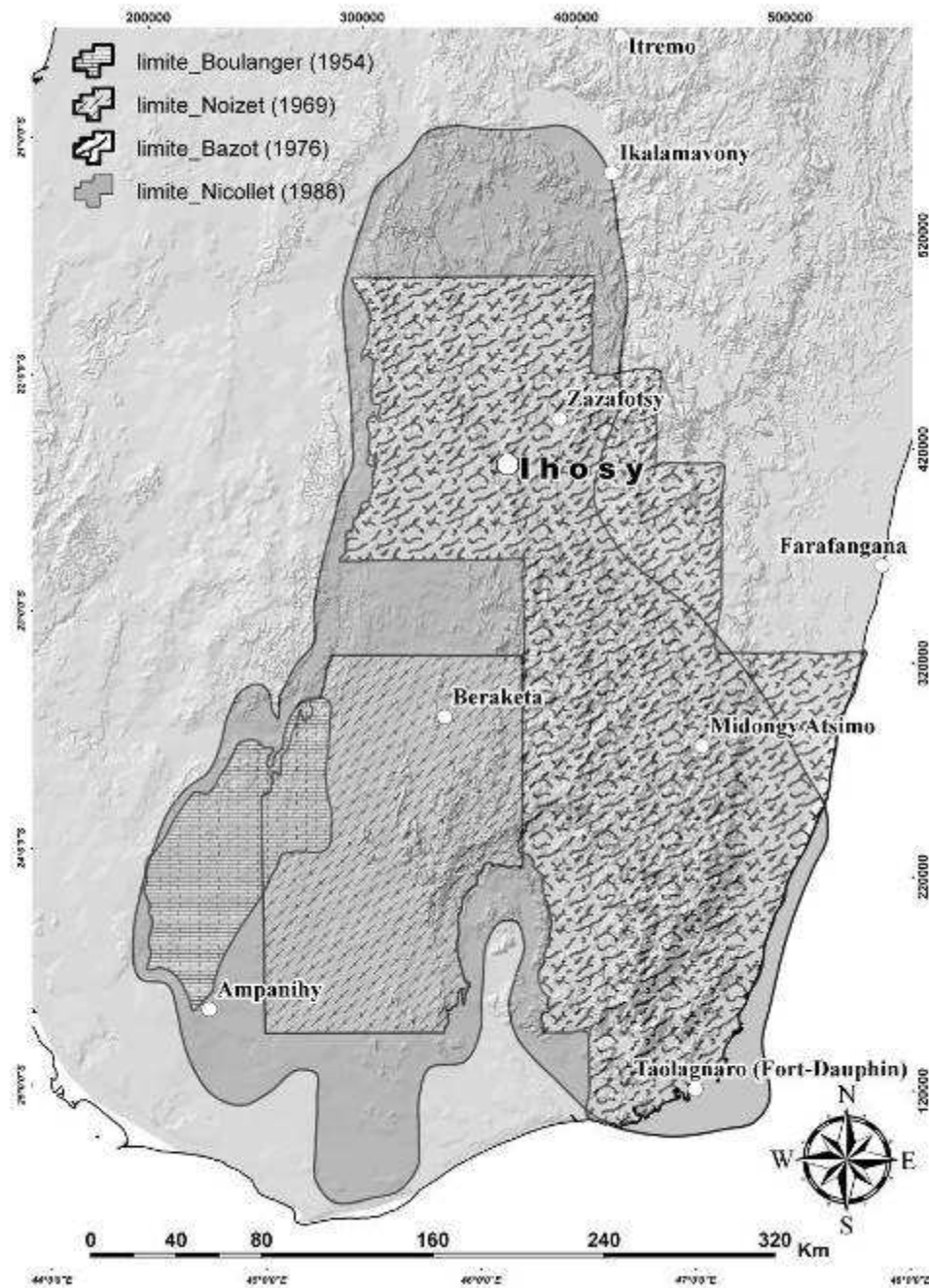


Figure 3.2 : Carte de délimitation des études cartographiques avant 1980. Les cartes, scannées et géo-référencées de Bazot (1976) et Nicollet (1988) sont fournies en annexes 1 & 2.

L'édition de ces cartes n'a pas été uniformisée, chaque auteur a utilisé une légende à sa convenance, et certaines cartes n'existent pas en couleur appropriée (Fig. 3.3a).

Ainsi, leur intégration sur un S.I.G. permet de reconnaître les différentes correspondances et par conséquent, elle permet d'éditer de nouvelles cartes uniformes, par identification et numérisation des inclusions lithologiques cartographiées (Fig. 3.3c).

J'ai également vectorisé les levers de pendage et de direction lithologique (Fig. 3.3b). Ils servent de guide pour la cartographie des trajectoires de foliation.

J'ai également utilisé les cartes géologiques au 1/500 000 de Madagascar. La version numérique (format sid) a été disponible sur les sites web de l'USGS et du BGS. La version vectorielle a été fournie par le service géologique du ministère de l'énergie et des mines, et le bureau du cadastre minier de Madagascar (BCMM).

Dans la mesure du possible, j'ai intégré sous SIG les cartes disponibles dans la littérature : rapports, notices de cartes, publications et thèses. La figure 3.4 est un exemple, où j'ai intégré ensemble la limite d'une partie des études publiées des années 90 à aujourd'hui.

3.2- Données de terrain

Au total, nous avons prélevé 270 échantillons répartis sur 4 missions de terrain d'une durée chacune de 3 à 4 semaines (2005 – 2007). La majeure partie de ces échantillons est localisée aux environs de la ville d'Ihosy et de Zazafotsy. La localisation des points s'est faite à l'aide d'un GPS de précision, couplé d'un repérage sur la carte. La gestion des levers et des observations des échantillons de roches, ainsi que les analyses s'est faite sous SIG.

Par simple clic, pour chaque point, les photos des roches macroscopiques, des sucres, ainsi que des lames minces (complètes en lumière polarisée et analysée, LPA et en lumière polarisée non analysée, LPNA) sont disponibles (Fig. 3.5, annexes3). L'ensemble des autres données analytiques ont aussi été géoréférencées (analyses chimiques, image MEB, etc...).

Il est notable que l'ensemble des lames minces des campagnes précédentes (Martelat, 1998), qui représente environ 400 lames minces, étaient également disponibles et ont été consultées sur certaines zones clefs pour, par exemple, discuter la nature du signal aéromagnétique.

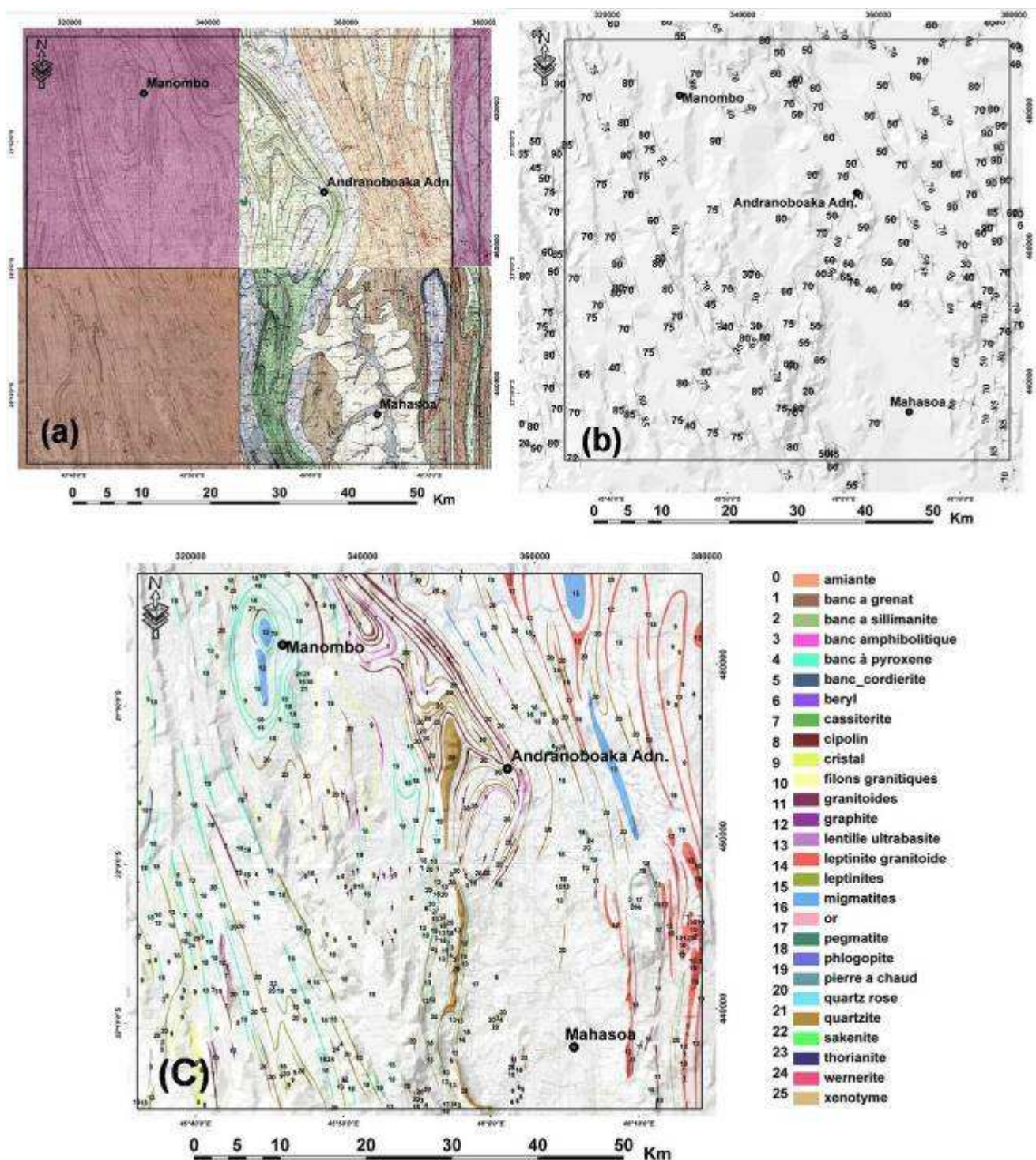


Figure 3.3 : Vectorisation d'un extrait de carte géologique 1/100 000^{ème} du Sud de Madagascar. En haut : (a) à gauche : une mosaïque des feuilles originales, scannées et géo référencées (K54 – K55- K56 – L54 – L55 – L56) ; (b) à droite, les points de levés de foliation (vectorisés) ; (c) En bas, **carte uniformisée** des enclaves lithologiques dans la même zone.

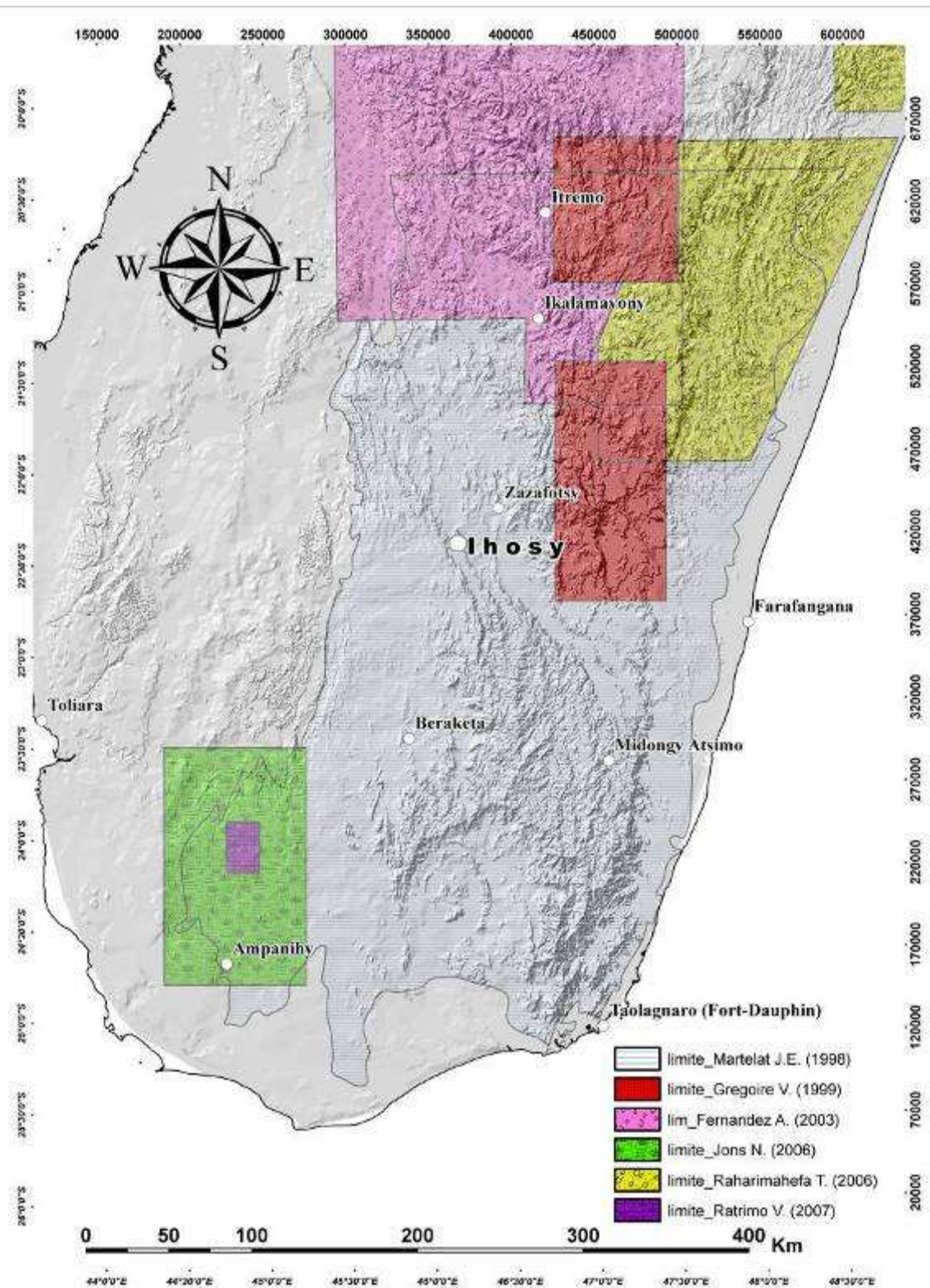
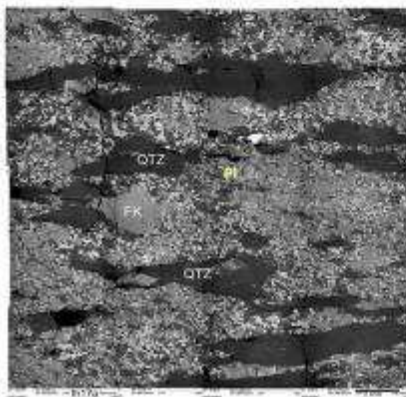
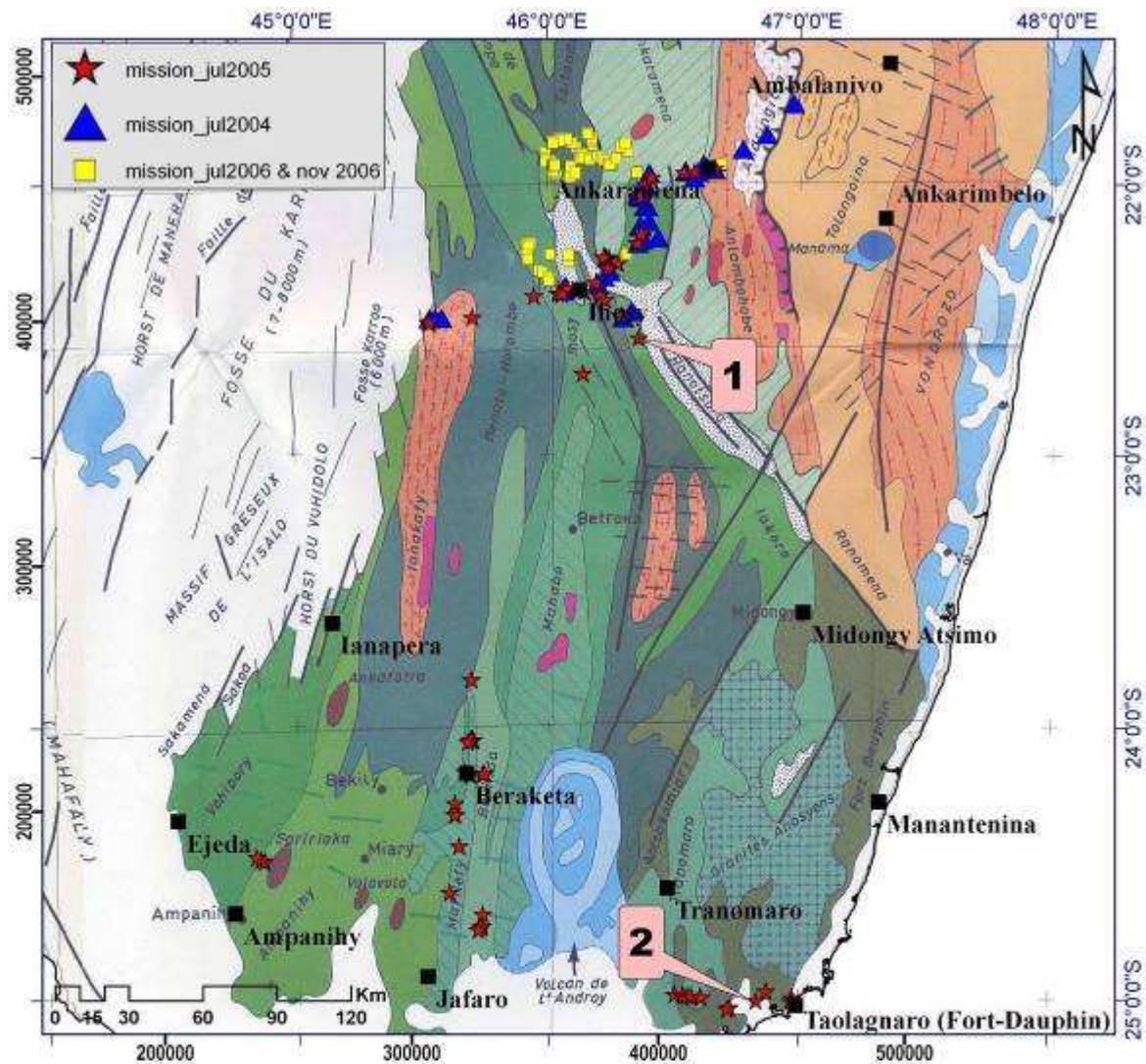


Figure 3.4 : Localisation des zones étudiées (travaux de thèse) sur la moitié Sud de Madagascar. Les domaines sont affichés en polygones sur un modèle numérique de terrain (transparence à 75%).



Figures 3.5 : (a) En haut, **localisation des points d'échantillonnages sur la carte tectono - métamorphique décrite par Hottin (1972)** . La légende de la carte se trouve au § 4.2, partie A, et les points ont été différenciés par l'année durant laquelle s'est effectuée la mission : en triangle bleu, 2004 ; en point rouge : 2005 ; et en carré jaune : 2006. En bas : (b) à gauche, **photo de lame mince IH17**, granulite, en Microscope Electronique à Balayage – MEB (localisée par le point 1 sur 3.5a) ; (c) à droite, **photo d'échantillon FD59**, syénite (localisée par le point 2 sur 3.5a).

4- Analyse des images satellite

Les images satellite sont le résultat de la mesure du rayonnement électromagnétique de la surface terrestre (réflectance). Excepté les mesures radar qui peuvent être pénétratives, les images satellites sont donc le reflet d'un signal de surface. A Madagascar les photos aériennes ont été très utilisées pour la cartographie géologique depuis les années 1950 par le groupe de cartographie dirigé par Bésairie (1970). Puis plus récemment, l'utilisation des images satellites s'est généralisée avec notamment les images SPOT et LANDSAT (Martelat, 1998 ; Goncalves et al., 2000 ; Fernandez, 2003, Inzana et al., 2003 ; Raharimahefa et al., 2006 ; Raharimahefa et al., 2009, Ramanantsizehena et al., 2003 ; Andrianaivo et al., 2005).

Dans le cadre de cette thèse j'ai travaillé avec les images satellites de type Landsat7 TM (Thematic Mapper - images ortho rectifiées). Je présente ici les traitements et analyses utilisés.

4.1- Données électromagnétiques terrestre

Le spectre électromagnétique est la décomposition du rayonnement électromagnétique selon ses différentes composantes : fréquence, énergie des photons, et longueur d'onde associée. Attendu que l'onde électromagnétique se déplace à la même vitesse que la lumière ($c = 299792458$ m/s), la fréquence et la longueur d'onde sont ainsi deux unités dont les valeurs sont inversement proportionnelles, formule (i).

Les instruments de télédétection à bord des satellites d'observation de la terre enregistrent l'énergie reçue dans un intervalle de longueur d'onde définie (résolution spectrale, Fig. 4.1). Ces instruments sont appelés des capteurs multispectraux. Pour la cartographie géologique, le spectre mesuré se situe dans la gamme du visible et du proche infrarouge avec une résolution qui ne cesse de s'améliorer (Ikonos, COMPSAT2, Fig. 4.2).

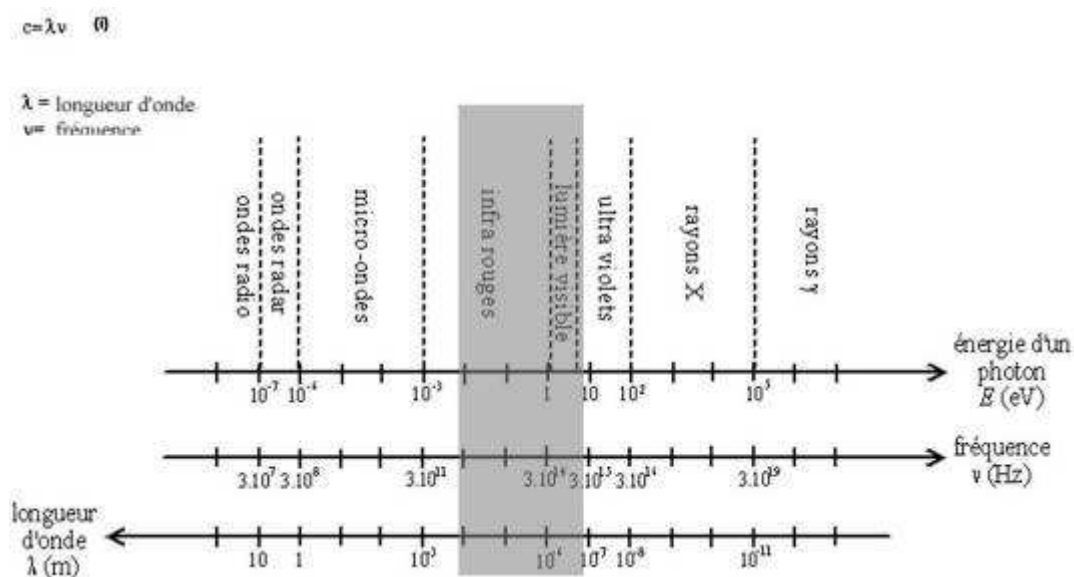


Figure 4.1 : Les spectres d'ondes électromagnétiques. En gris l'intervalle du spectre mesuré par les capteurs TM du satellite Landsat 7.



Figure 4.2 : Comparaison des capacités (résolution versus surface analysée par capteur) de différents satellites de cartographie géologique (<http://www.spotimage.fr/>)

4.2- Réflectance des minéraux, des roches et des sols

On peut distinguer (et même détailler) des classes de caractéristiques dans une image en comparant leur différentes réponses sur un ensemble de longueurs d'onde. Il existe de nombreuses études de la réflectance des minéraux (Fig. 4.3). Des études spectrométriques sur des échantillons naturels sont aussi proposées (Grove et al., 1992 ; Clark, 1993).

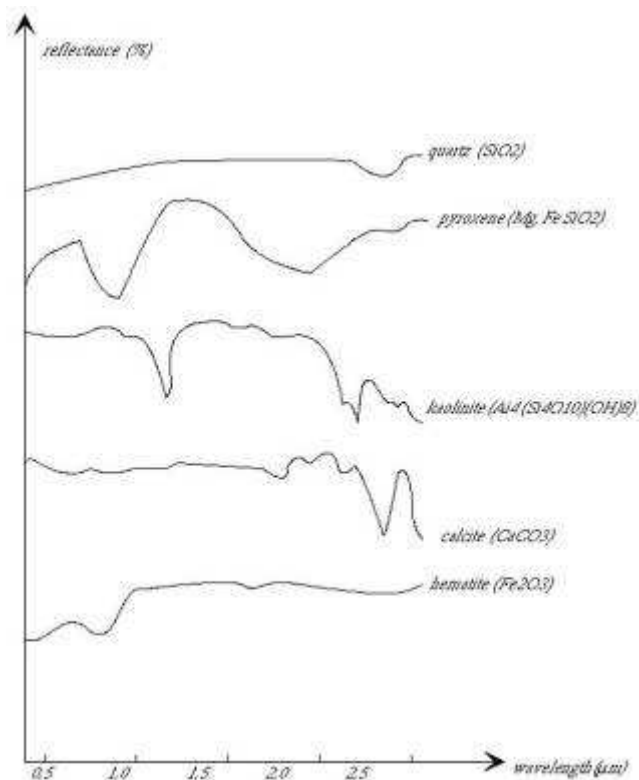


Figure 4.3 : Courbes de signatures spectrales de plusieurs minéraux, <http://ceos.cnes.fr:8100/>. On remarque que, le quartz et l'hématite présentent des valeurs très contrastées pour des spectres compris entre 0,5 μm et 3 μm.

Les spectres d'une même roche sont différents selon sa nature saine ou altérée. La réflectance d'une même roche peut varier également selon sa rugosité, une surface rugueuse étant moins réflective. A partir de ces études on arrive à identifier des roches ou des sols sur image satellite ? et il est même possible de les différencier selon leur degré d'altération (Figure, 4.4).

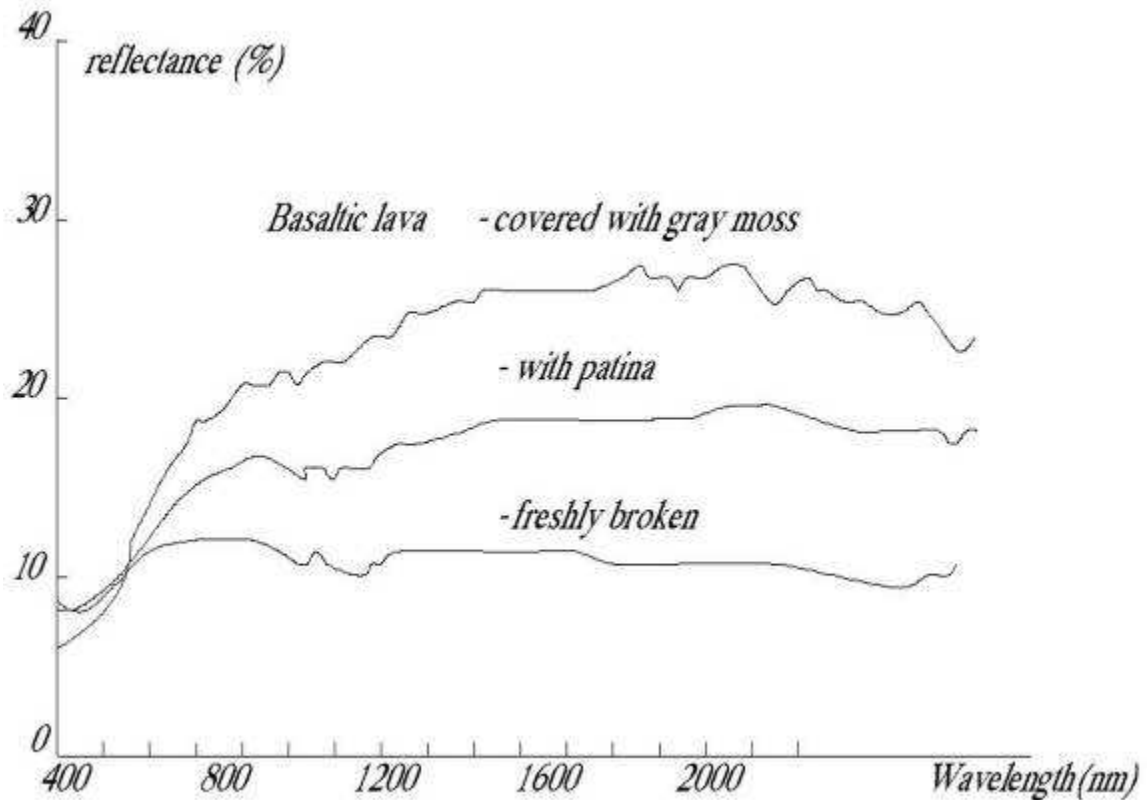


Figure 4.4 : Courbes de signatures spectrales du basalte (Wester et al., 1985). La réflectance du basalte est différente pour une roche saine ou une roche altérée (plus la roche est altérée, plus la réflectance est élevée).

La végétation qui se développe sur un sol présente également un fort impact sur la réflectance. Des observations sur un sol à herbes vertes (gorgées d'eau) et sur le même sol mais où les herbes sont asséchées ont montré qu'un sol humide absorbe les ondes. L'eau diminue la propriété de la réflectance. Les lacs sur les images satellites sont noirs alors qu'ils sont peu rugueux (Lewis, 1998 ; Lau, 2004 ; Fig. 4.5).

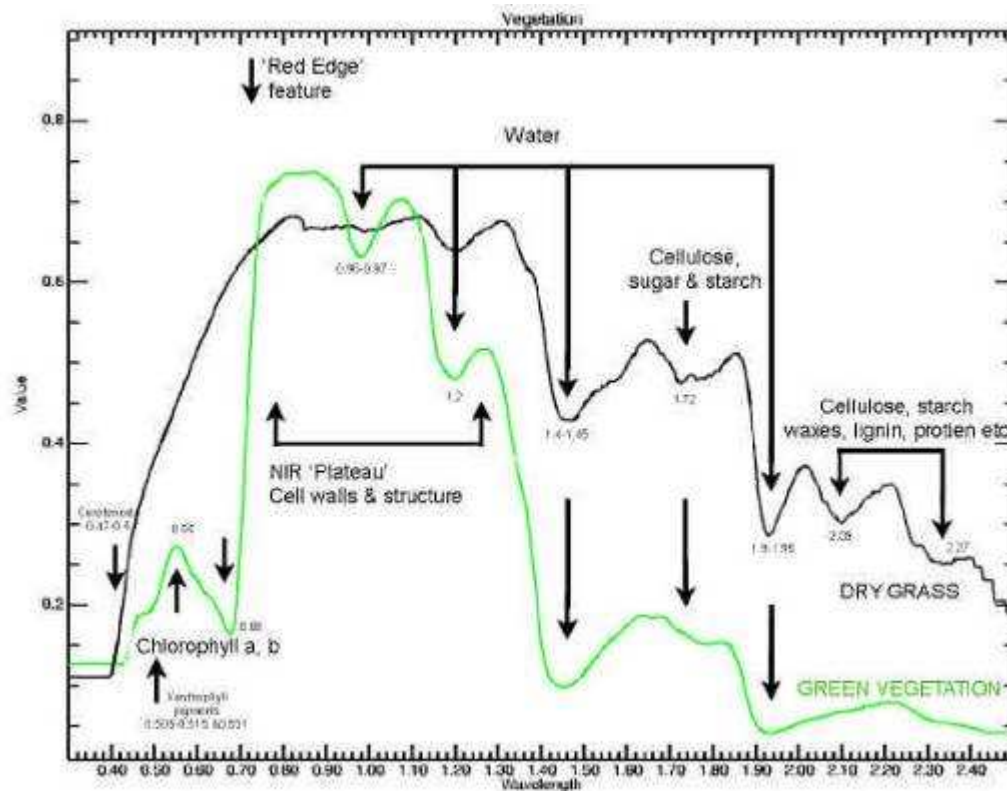


Figure 4.5 : Histogrammes de spectres d'un sol à herbage humide et sec, Lau, 2004.

4.3- Traitement des données et interprétations géologiques préliminaires

4.3.1- Les images acquises (ortho-images Landsat 7TM)

Il nous a été fournies par le PGRM sous la projection cartographique Mercator transverse universelle (UTM, Zone 38S), 7 ortho-images Landsat7TM qui couvrent le 1/3 sud de Madagascar (Figs. 4.6 & 4.7).

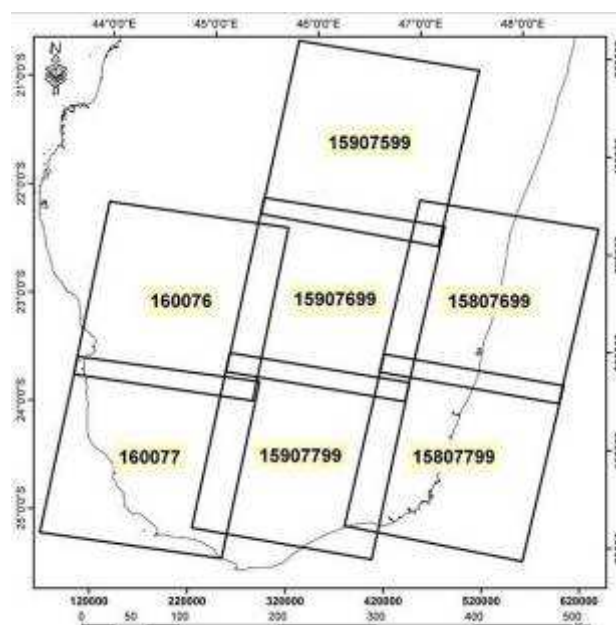


Figure 4.6 : Carte de localisation des ortho-images Landsat 7 TM acquises.

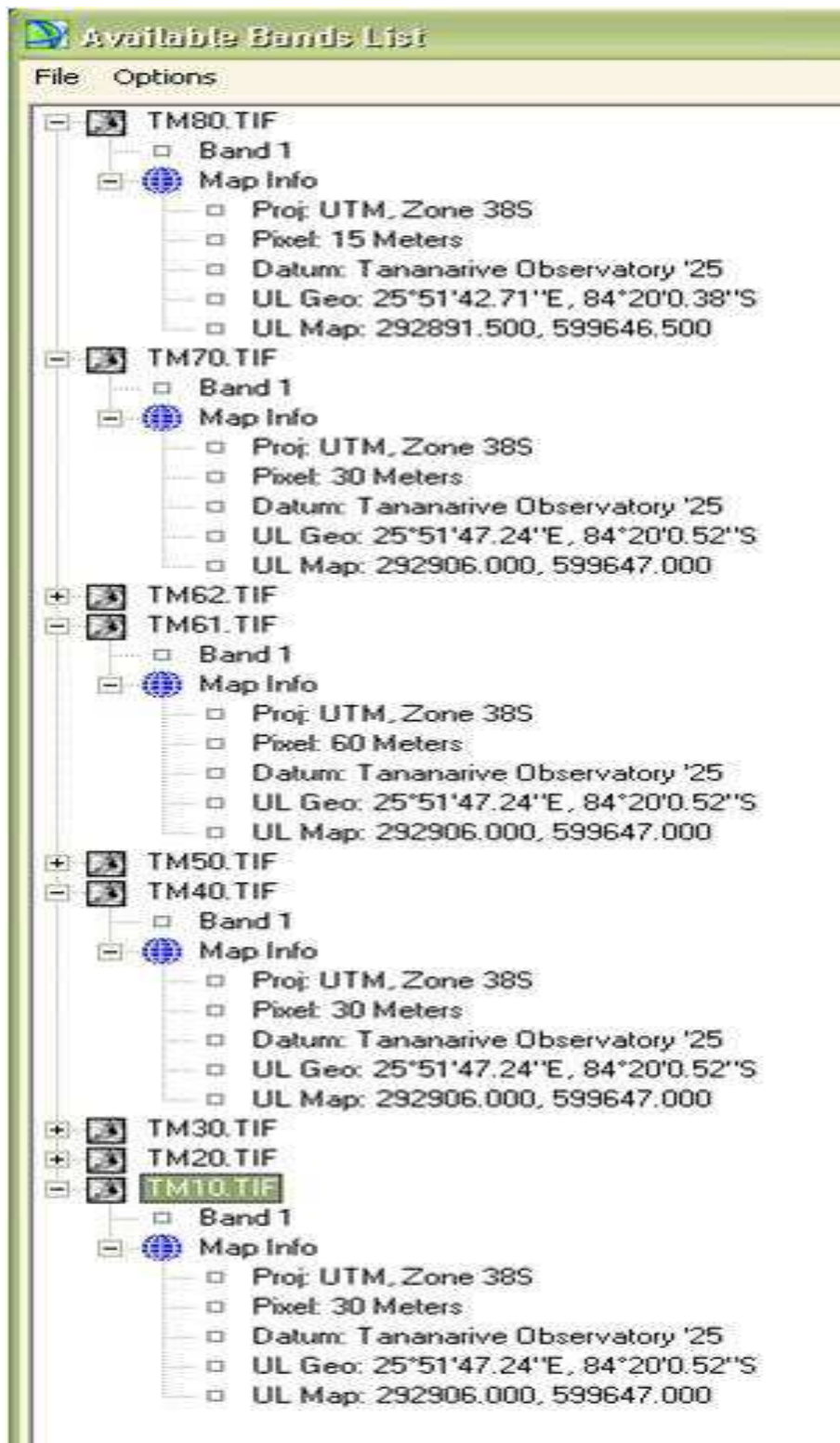


Figure 4.7 : Caractéristiques précises des images Landsat 7 TM acquises (logiciel ENVI 4.4)

Chaque ortho-image correspond à un ensemble de données matricielles numériques. L'ortho-rectification correspond à une compression et un ré-échantillonnage en 8 bits, par couleur primaire. L'ortho-image se compose en neuf bandes spectrales : une bande panchromatique ayant des pixels de 15 m, six bandes multispectrales ayant des pixels de 30 m et deux bandes

infrarouges thermiques ayant une limite de résolution au sol de 60 m (tableaux 4.1). L'ensemble des canaux couvre l'intervalle spectrométrique de 0,45 μm à 12,25 μm (infrarouge et visible, Fig. 4.1).

Tableaux 4.1 : Caractéristiques des 9 bandes qui composent une image Landsat 7TM. Les valeurs des fréquences sont obtenues en tenant compte de la vitesse des ondes électromagnétique (= vitesse de la lumière), ainsi que de la relation (i).

Bande	Longueur d'ondes	Fréquences		Résolution
	(μm)	(Hz ou s^{-1})	$\times 10^5 \text{ GHz}$	(m)
TM10 (bleu - vert_RVB)	0,45	$6,66205 \times 10^{14}$	6,6	30
	0,515	$5,82121 \times 10^{14}$	5,8	
TM20 (vert - rouge_RVB)	0,525	$5,71033 \times 10^{14}$	5,7	
	0,605	$4,95525 \times 10^{14}$	4,9	
TM30 (rouge – IR_RVB)	0,63	$4,75861 \times 10^{14}$	4,7	
	0,69	$4,34482 \times 10^{14}$	4,3	
TM40 (infrarouge) (NIR)	0,76	$3,94464 \times 10^{14}$	3,9	
	0,9	$3,33103 \times 10^{14}$	3,3	
TM80 (panchromatique)	0,52	$5,76524 \times 10^{14}$	5,7	15
	0,9	$3,33103 \times 10^{14}$	3,3	
TM50 (infrarouge moyen I -SWIR)	1,55	$1,93414 \times 10^{14}$	1,9	30
	1,75	$1,7131 \times 10^{14}$	1,7	
TM70 (infrarouge moyen II - SWIR)	2,09	$1,43441 \times 10^{14}$	1,4	
	2,35	$1,27571 \times 10^{14}$	1,2	
TM6L (ou 61), infrarouge thermique faible gains - TIR	10,4	$2,88262 \times 10^{13}$	0,2	60
	12,5	$2,39834 \times 10^{13}$	0,2	
TM6H (ou 62), infrarouge thermique gains élevés - TIR	10,4	$2,88262 \times 10^{13}$	0,2	
	12,5	$2,39834 \times 10^{13}$	0,2	

4.3.2- Les traitements préalables

4.3.2.1- Mosaïque

Dans le cas du traitement de ces ortho-images Landsat 7TM, j'ai créé pour chaque bande spectrale une mosaïque des 7 images. Pour ce faire le ré-échantillonnage a été réalisé par la méthode de convolution cubique. Chaque bande ortho rectifiée et assemblée s'étale sur un nouveau domaine de longueur d'onde (Fig. 4.8).

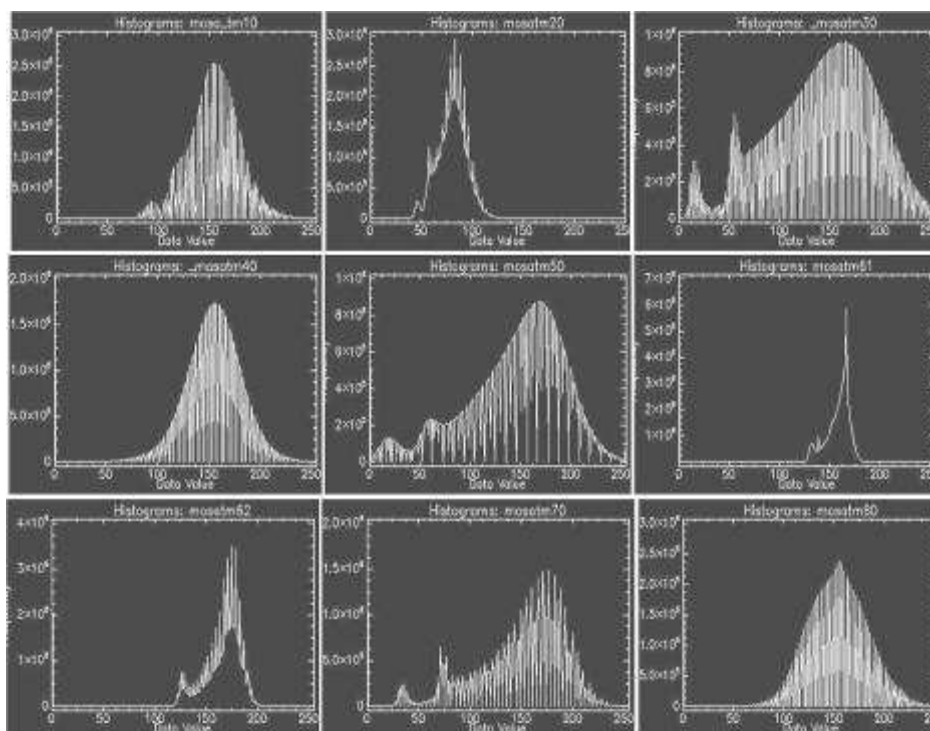


Figure 4.8 : Histogramme de fréquence (MHz) de la Mosaïque des bandes Landsat 7 TM. Les bandes TM30, TM40, TM50, et TM70 présentent un maximum inférieur à $2.10^6 \mu\text{m}$; les bandes TM10, TM20, TM62, et TM80 un maximum compris entre 2.10^6 et $4.10^6 \mu\text{m}$. Les Canaux TM61 et TM62 présentent une distribution dont la fréquence est largement supérieure aux autres bandes.

4.3.2.2- Résolution radiométrique et résolution spatiale des images

En principe, il n'est pas possible de composer en RGB les bandes sources TM80, TM61, avec les autres bandes. En effet, pour pouvoir effectuer une analyse simultanée des images de l'ensemble des canaux (ce qui est très rarement fait), il faut que ces dernières soient toutes échantillonnées de la même manière, et qu'elles aient également la même résolution spatiale. J'ai donc réalisé une homogénéisation de l'ensemble de ces canaux, avec une qualité du signal (résolution radiométrique) à 8 bit et une résolution spatiale à 30 m. Les différents modes d'échantillonnage d'image sont proposés sur le tableau 4.2.

Tableau 4.2 : Les différents modes d'échantillonnage d'une image

Résolution radiométrique	Niveaux	Type d'image
1 bit/pixel	noir et blanc	Noir ou Blanc
8 bits/pixel	256 niveaux de gris	Image en CMY
8 bits/couleur/primaire	256x256x256 couleurs	Image en RVB
12 bits/couleur/primaire	4096x4096x4096 couleurs	image en RVB + Alpha
16 bits/couleur/primaire	65536x65536x65536couleurs	RGB en haute déf.

Il est alors possible d'obtenir de nombreuses images ternaires. Je pense que dans le cas de Madagascar, l'utilisation des bandes localisées dans l'infrarouge (TM61) et l'infrarouge thermique (TM80) est particulièrement efficace dans ce domaine climatique contrasté, relativement aride, où la variété du couvert végétal porteur d'eau contrôle la qualité du signal électromagnétique. En effet, à titre d'exemple, j'ai remarqué que la composition des canaux TM61 et TM80 avec la bande TM10 donne une image très contrastée en couleur (Fig. 4.9).

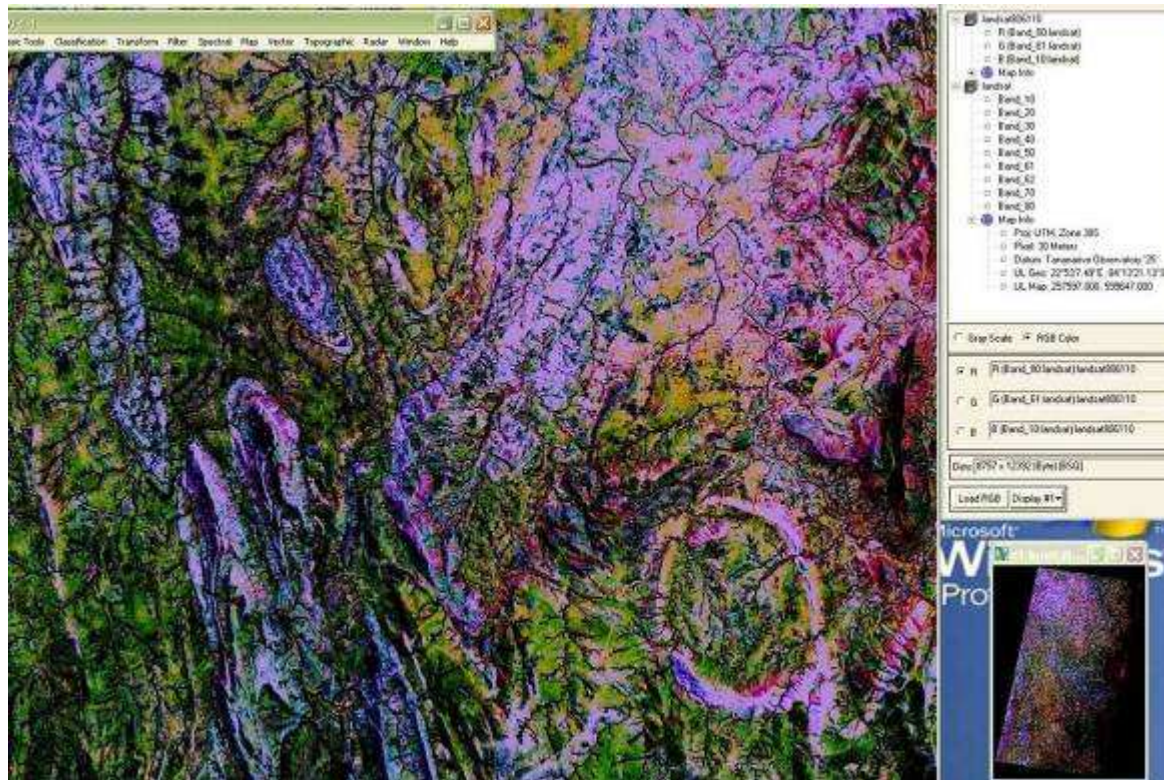


Figure 4.9 : Composition en RGB (red – green – blue) des bandes 80, 61, et 10. L'ensemble des neuf bandes rendues compatibles est facilement combinable en de multiples combinaisons de 3 (cf. bandes disponibles à droite, ENVI 4.4).

4.3.3- Analyse en composante principale (ACP)

Un exemple de l'utilisation de l'ACP sur 6 bandes de l'image Landsat 7TM (TM10, TM20, TM30, TM40, TM50, et TM70) a permis d'identifier de probables gisements d'Uranium en Australie (Rajesh, 2008). Comme j'ai homogénéisé l'ensemble des canaux, j'ai utilisé l'ACP pour la totalité des 8 bandes. Entre les deux bandes infrarouges thermiques TM61 et TM62, j'ai utilisé la bande TM61 qui est à gain plus élevé (Fig. 4.8).

La transformation ACP peut se présenter sous la forme d'un tableau de données de même nombre en lignes et en colonnes (matrice carrée, tableau 4.3). Cette transformation permet d'identifier, par des valeurs propres et des vecteurs propres, la représentativité en composantes principales des bandes. En divisant chaque valeur propre par le total, on obtient le taux de la représentativité (tableau 4.3).

On déduit que la bande composante principale 10 (CP10) intègre à 95,56%, les composantes principales de la mosaïque d'ortho-image Landsat 7TM (Tableau 4.3, Fig. 4.10).

Cependant, d'autres bandes (CP30, CP40, et CP60) ont été également améliorées, elles sont représentées par des coefficients positifs (tableau 4.3, valeurs cadrées en rouge). Il est alors possible d'interpréter les images ACP résultantes soit individuellement avec des images très contrastées (CP30, CP40 et CP60), soit en composition ternaire.

Tableau 4.3 : Représentation matricielle des vecteurs propres de l'ACP des 8 bandes TM (10, 20, 30, 40, 50, 61, 70, et 80).

Bandes	TM10	TM20	TM30	TM40	TM50	TM61	TM70	TM80
CP10	0,3686	0,1916	-0,33754	-0,11532	-0,12744	-0,23073	0,79202	-0,05852
CP20	0,37475	-0,30139	0,29777	0,21627	-0,17095	-0,74958	-0,19397	-0,06758
CP30	0,37609	0,4051	0,62454	0,11297	-0,3812	0,37806	0,05811	-0,00365
CP40	0,37609	-0,43065	-0,10734	0,62257	0,32363	0,38367	0,14127	0,04569
CP50	0,3572	0,49025	-0,55944	0,20632	-0,08487	-0,02461	-0,51692	-0,03894
CP60	0,3767	-0,50545	-0,18479	-0,55374	-0,36665	0,29646	-0,18949	-0,06009
CP70	0,19167	0,05182	0,04387	-0,17836	0,17444	-0,07528	-0,03318	0,94321
CP80	0,36686	0,15614	0,21628	-0,3982	0,72967	-0,02448	-0,08682	-0,30844
Val. propres	43105,3248	1202,14142	436,50293	186,91776	82,79566	54,41863	35,98212	3,87129
Val. propres (%)	95,56	2,67	0,97	0,41	0,18	0,12	0,08	0,01

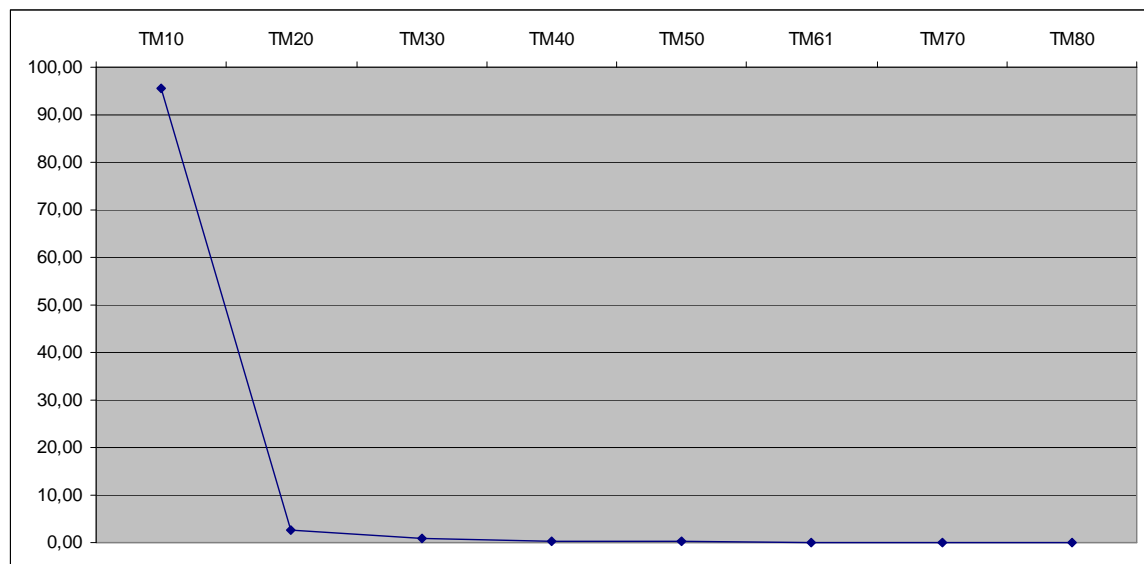


Figure 4.10 : Taux de représentativité des bandes en composante principale.

4.3.4- Analyse des bandes en composantes principales : CP10 – CP40 - CP61

4.3.4.1- Morpho-structures régionales

Dans la littérature, différentes compositions colorées des bandes brutes ou de leurs transformées sont utilisées pour identifier les domaines d'unités homogènes. Pour la cartographie géologique, et notamment pour différencier les roches ferro – magnésiennes, l'utilisation des canaux TM10 et TM40 ainsi que de leurs dérivées est courante. Les bandes infrarouges thermiques (TM61 et TM62) sont utilisées séparément pour la cartographie des roches quartzitiques (Podwysocki et al., 1985).

Comme j'ai homogénéisé l'ensemble des images, il m'est possible de réaliser une composition en RGB des bandes CP10, CP40 et CP61. Cette composition donne des images qui me semblent être parmi les traitements les plus efficaces (Fig. 4.11). Sur cette figure on identifie très bien les ensembles quartzitiques comme les granites et les migmatites (en jaune), en rouge les unités leptynitiques (métasédiments). La végétation perturbe le signal quand on se déplace vers l'Est où les granites apparaissent en bleu.

Il est possible de superposer les limites lithologiques de Bésairie (1970, Fig. 4.12) à l'image obtenue (Fig. 4.11). On peut alors comparer les contours obtenus, c'est-à-dire identifier une gamme de couleur pour une lithologie caractéristique, et inversement, on peut identifier des zones où les deux informations ne sont pas compatibles ; ainsi l'exemple de l'image dans la région de Mahasoia - Keliberano (rectangle noir) où les limites lithologiques de la carte 1/ 500 000 ne sont pas compatibles avec les contrastes de couleur observés (les ensembles jaunes).

Pour aller plus loin j'ai réalisé une classification simplifiée (10 classes non supervisées) de la figure 4.11. On remarque que le résultat obtenu (Fig. 4.13) présente 3 grands ensembles de couleurs, que j'ai uniformisées en Rouge, Vert et Bleu. Le rouge se situe dans la partie Est de l'image. Ce bloc rouge présente une limite Ouest digitée orientée Nord - Sud. Il se sépare en deux de part et d'autre d'un axe Ihosy - Iakora (Fig. 4.11).

Au Nord de cet axe affleurent des migmatites et des granitoïdes, et au Sud on trouve des gneiss et des leptynites (Fig. 4.12). L'ensemble de couleur bleue est localisé dans la zone Ouest et centrale, il domine la région Sud où il correspond au bloc Androyen (PGRM, 2008). Au Nord, ce même ensemble bleu est peu représenté, ceci au dépend de l'ensemble vert (l'ensemble vert est entouré de bleu), et il couvre la surface du bloc d'Ikalavavony (PGRM, 2008). Dans la partie Sud, des ensembles isolés de couleur vert et rouge (zones B - C - D, Fig. 4.13) correspondent à des syénites et des granites migmatitiques (Fig. 4.12).

J'ai également représenté, sur la figure 4.13, des anomalies linéaires principales. On remarque que certaines de ces lignes correspondent à de grandes failles cartographiées par Bésairie (1970, Fig. 4.12). Cependant, d'autres sont ou bien incompatibles dans leurs directions, ou bien totalement absentes (comparer Fig. 4.12 et Fig. 4.13).

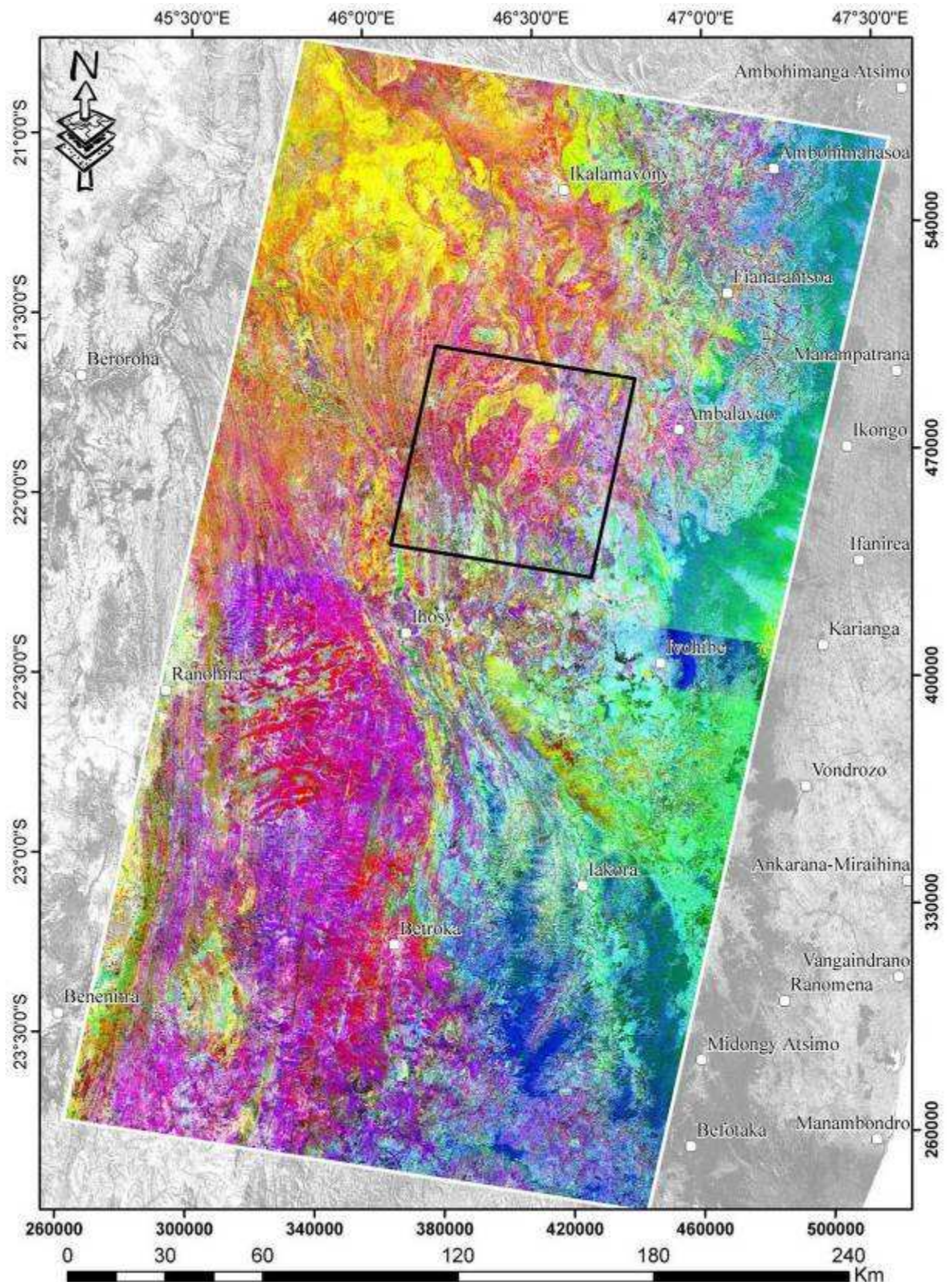


Figure 4.11 : Composition en RGB des bandes composantes principales CP10, CP40, et CP61. Le rectangle noir localise la région de Mahasoa-Keliberano (les figures à partir de 4.14).

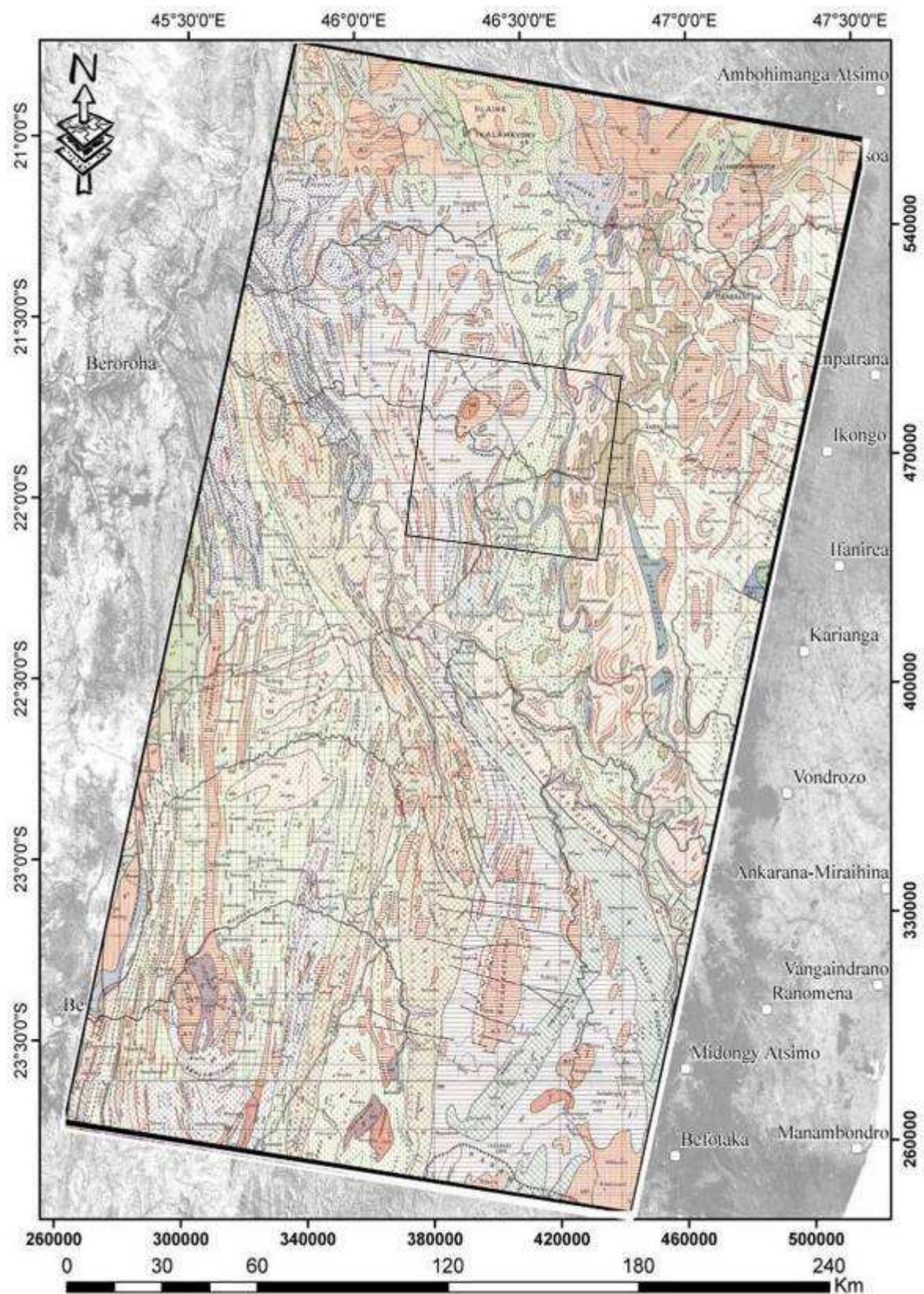
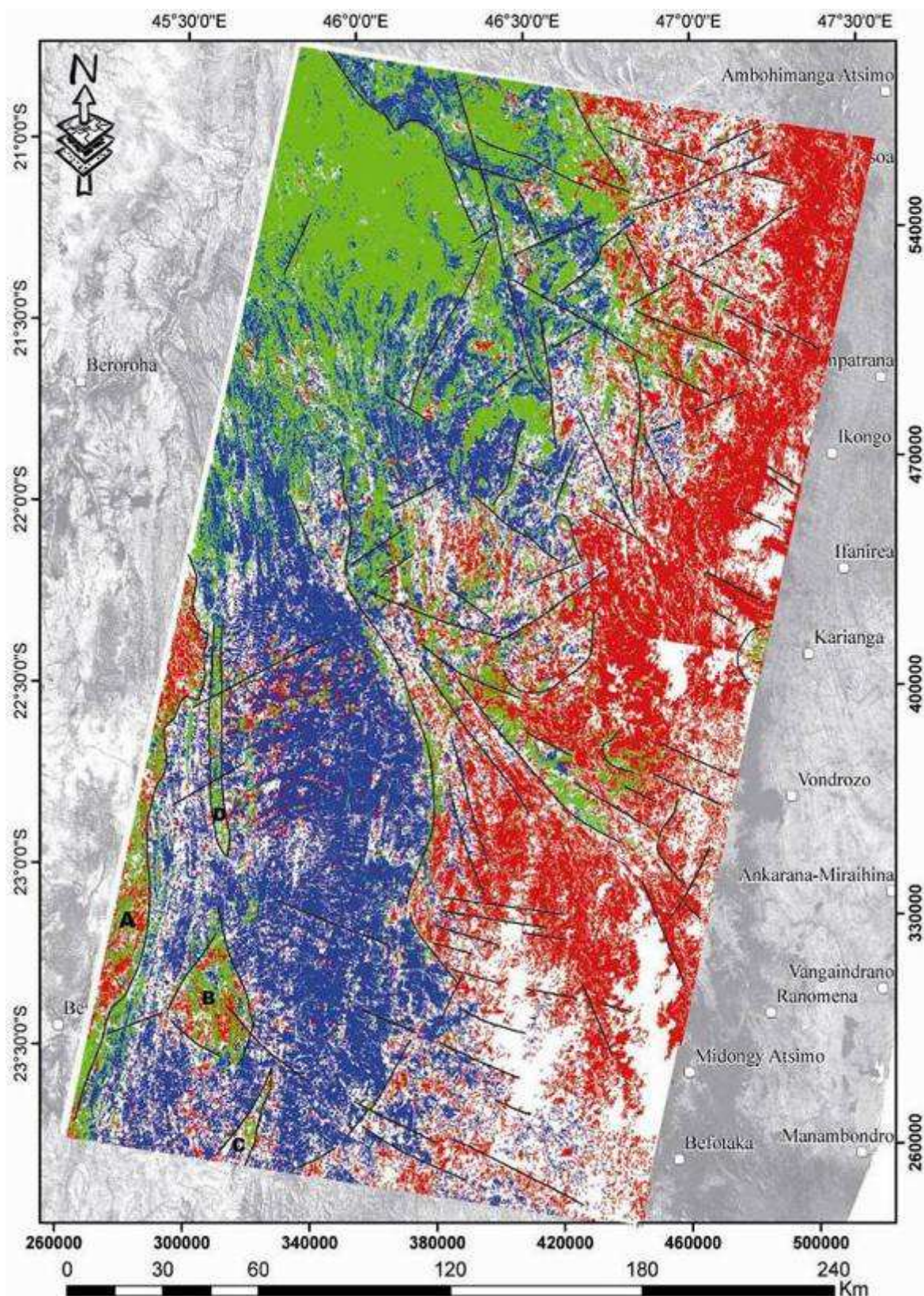


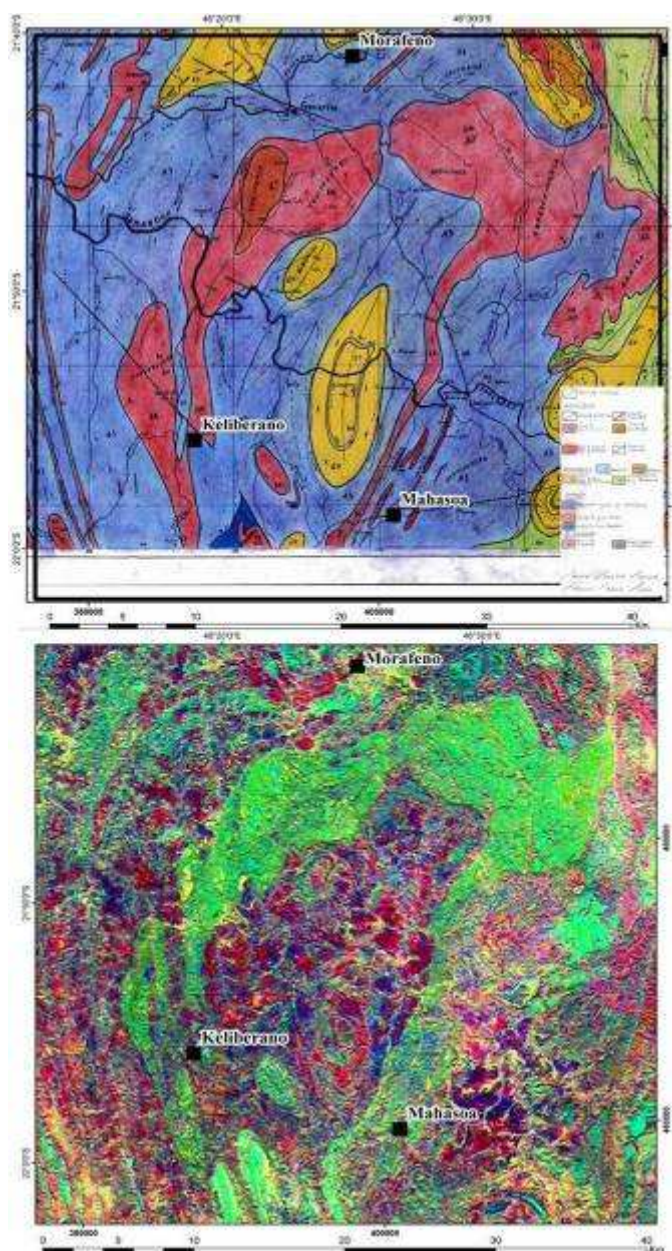
Figure 4.12 : Carte géologique de la région, échelle 1/500000 (Bésairie, 1970).



Figures 4.13 : Classification non supervisée (Rouge – Vert – Bleu) de la figure 7.12 et identification des lignes de discontinuités. A= unité sédimentaire, B : syénites et granites migmatitiques de IKOLORY-ANKAFO, C= granites migmatitiques de TSIKORIKY, D= granites migmatitiques de TANDRANDAZA.

4.3.4.2- Extraction de domaine lithologique et des trajectoires de foliation

La figure 4.14a représente la carte géologique (1/100 000 ; Bésairie, 1971). La figure 4.14b (composition RGB : CP10, CP61, CP40) est une vue rapprochée de la région de Keliberano - Mahasoa (localisée par le rectangle noir, Fig. 4.11 et Fig. 4.12), discutée précédemment. On remarque que les unités de nature granitique (colorées en rouge sur la figure 4.14a) s'identifient nettement en vert sur l'image de la figure 4.14b. On vérifie bien que la composante principale de la bande infrarouge thermique accentue les caractères plus quartzitiques des unités. On remarque ainsi qu'il est possible de donner plus de précision à la carte géologique initiale de Bésairie (1971).



Figures 4.14 : (a) en haut, **extrait de la carte géologique, feuilles assemblées L54-M54** (échelle 1/100 000. Bésairie, 1971), (b) en bas, **combinaison RGB des bandes CP10, CP61, et CP40**. Les bandes sont les mêmes que sur la figure 4.12, seulement, les bandes CP40 et CP 61 ont été inversées sur les canaux G (green = vert) et B (blue = bleu).

Une fois que les unités lithologiques sont identifiées et définies, on peut extraire chacune d'elles. Cette procédure se fait automatiquement grâce à une reconnaissance de couleur, et il est alors possible de les exporter a posteriori en format vectoriel. Ainsi, à partir de l'image traitée (composition colorée des ACP, Fig. 4.14b), couplées d'observations de terrain (Figs. 4.15), je cartographie à la fois des ensembles lithologiques qui sont vectorisés automatiquement (Fig. 4.16a), ainsi que des trajectoires de foliation, que je trace manuellement (Fig. 4.16b, Martelat et al., 1995 ; Martelat, 1998).



Figures 4.15 : (a) En haut, **vue panoramique Nord – Sud, du massif granitique de Vohipotsy (1), synclinorium d’Antsoatavy (2), à la tête du plis Fandana (3).** Les photos sont prises à l’Ouest de Keliberano. (b) en bas, **vue rapprochée du massif de Vohipotsy (1).** Ce type de structure diapirique ne s’observe que vers le Nord sans changement lithologique (dans le fond granito – gneissique rose).

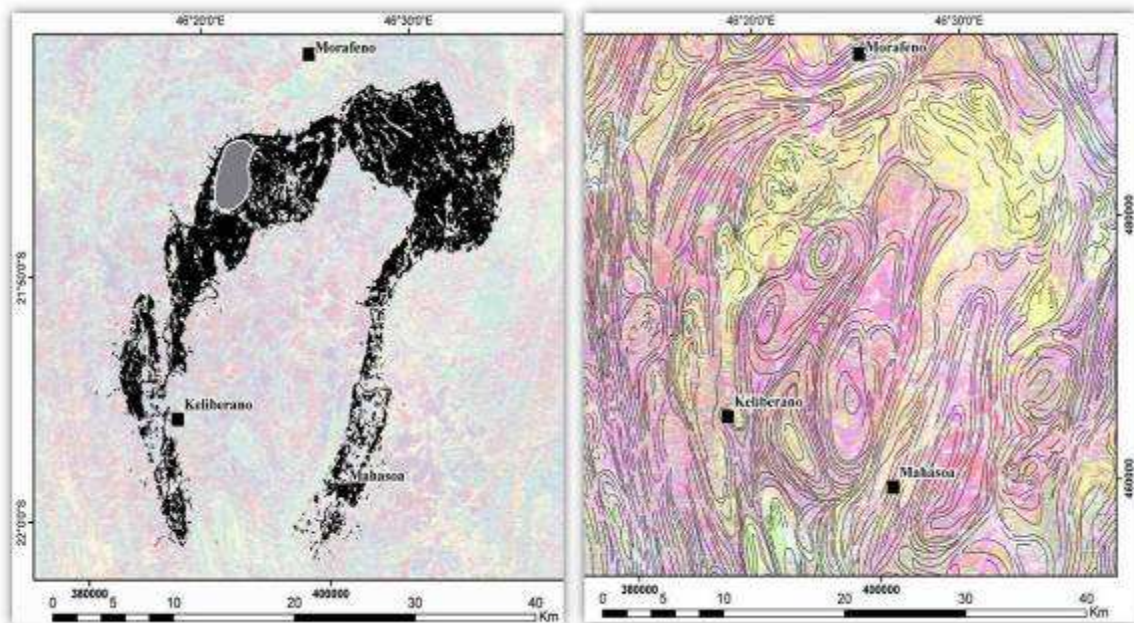


Figure 4.16 : Cartes interprétatives : (a) à gauche, **carte des unités granitiques**, extraite de la figure 4.14b, la zone noire correspond à un ensemble de granite migmatitique, et la zone grise au granite peu déformé de VOHIPOTSY. (b) à droite, **carte des trajectoires de foliation**.

4.3.5- Extraction de discontinuités-images par analyse de la bande CP10.

La méthode d'extraction des discontinuités-images (Kouame et al., 1999; Kouame et al., 2006) permet d'identifier et d'extraire les différents linéaments (ligne de crête, vallée profonde, grande faille et rivière, foliation). Elle consiste successivement :

- (i) à des corrections géométriques et radiométriques,
- (ii) à l'application de filtres moyenneurs (laplacien de rehaussement),
- (iii) et de filtres directionnels (Kouame et al. 1999).

Nous avons vu dans le chapitre précédent que la nouvelle bande CP10 regroupe les composantes principales de l'ensemble des 8 bandes existantes (Fig. 4.17). A partir de cette figure je réalise un filtrage spatial type Laplacien (ii). Les filtres laplaciens de rehaussement de contours sont des filtres de type haute fréquence qui soulignent les zones où il y a des variations brusques d'intensité. Ce type de filtre permet ainsi un rehaussement de contours et des linéaments. En pratique, le filtre se présente en matrice carrée ; plus l'ordre de cette matrice est élevé, plus l'image obtenue est détaillée. Dans notre cas, j'ai choisi le laplacien d'ordre 9 (Tableau 4.4), et l'image résultante est la figure 4.18.

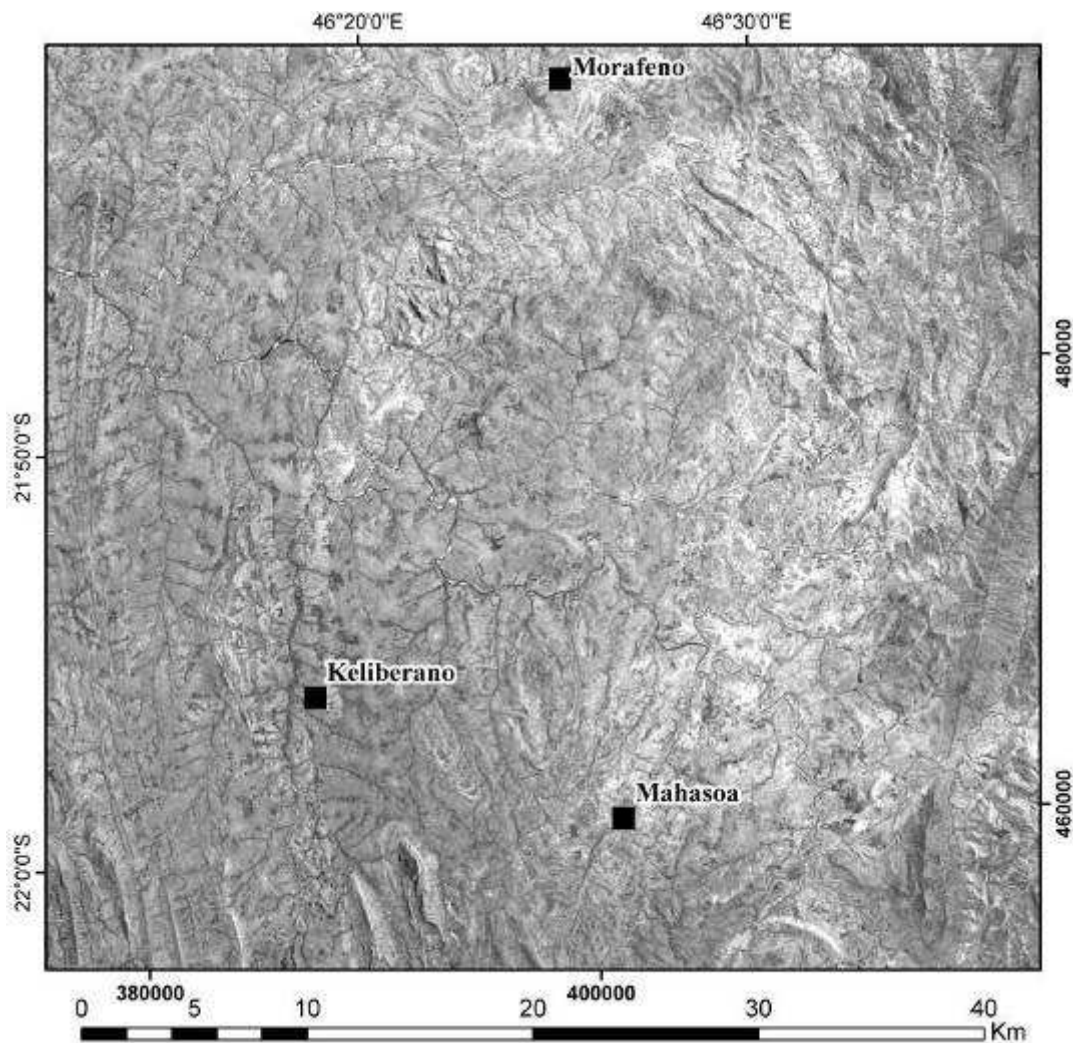


Figure 4.17: Bande CP10 dans la région de Keliberano-Mahasoa (Nord de Zazafotsy).

Tableau 4.4 : Le filtre Laplacien appliqué à la bande CP10 (filtre d'ordre 9)

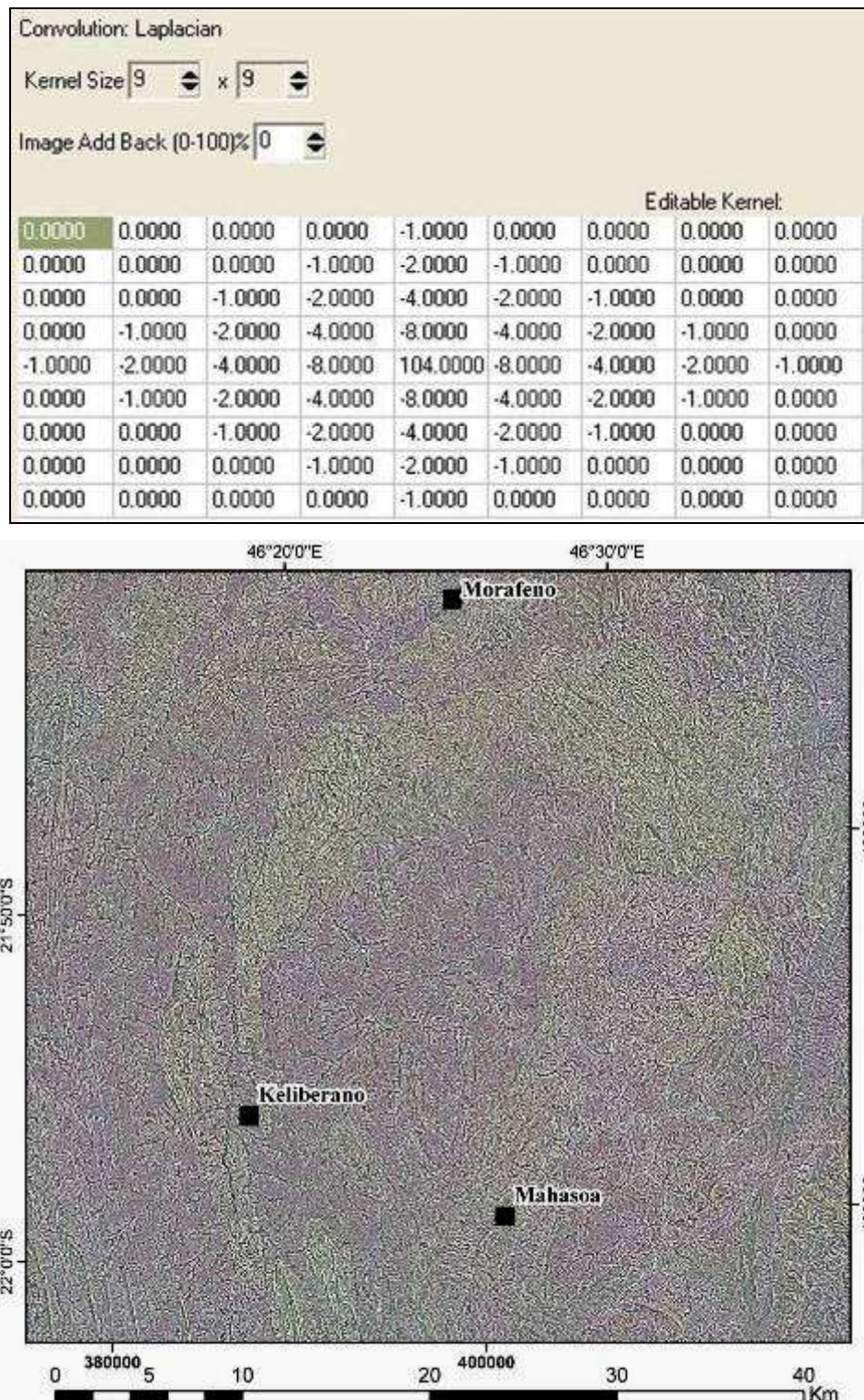


Figure 4.18: Carte résultante du filtre Laplacien.

Nous avons vu en § 4.1.3, partie A que la répartition spatiale des épicentres de séismes présente des alignements sur des directions environnant les N 15°, N 65°, N 115° et N 160°, et que ces directions sont colinéaires aux failles cartographiées par Bertil et al. (1998). Ainsi, afin de rehausser les discontinuités - images majeures sur chacune de ces directions, à partir

de la figure 4.18 j'ai appliqué différents filtres directionnels. C'est un traitement basé sur les opérateurs de type Sobel (Kouame et al., 1999; Kouame et al., 2006). La matrice entraîne le gommage systématique des structures parallèles à la direction du filtre et le ravivage de celles qui lui sont perpendiculaires. J'ai utilisé des filtres en matrice 9x9 perpendiculaires aux quatre directions sur-citées (tableaux 4.5), et les figures 4.13a et 4.13b, représentent le résultat du traitement pour les directions : N 25° et N 70°.

La difficulté ici est d'identifier des anomalies linéaires de même direction, mais de nature différentes : les foliations et les fractures qui peuvent se superposer ou être parallèles. Dans un ensemble métamorphique (sans intrusions magmatiques), les trajectoires de foliations sur nos images sont généralement nombreuses et sub-parallèles avec une « texture » homogène continue dans l'espace (Fig. 4.15b). Les images filtrées avec un filtre type Laplacien et Sobel font disparaître ces ensembles homogènes (comparer les figures 4.19 et les figures 4.16 et 4.17). De plus, je remarque que, quand une fracture est parallèle et/ou parfois superposée à une trajectoire de foliation, la réflectance au sein de la fracture est différente (parfois plus forte, parfois plus faible).

Ainsi, par ces traitements, j'arrive donc à identifier des discontinuités-images qui caractérisent soit des fractures (Fig. 4.20), soit des limites contrastées d'unités lithologiques que j'utilise pour compléter la cartographie des images précédentes (Fig. 4.14).

Tableaux 4.5 : Les filtres directionnels de directions respectives: (a) en haut à gauche N 25°, (b) en haut à droite N 70°, (c) en bas à gauche N 105°, et (d) en bas à droite N 155°

Convolution: Directional

Kernel Size 9 x 9

Image Add Back (0-100%) 0

Directional Filter Angle 25.00

OK Cancel

-1.3289	-1.3289	-1.3289	-1.3289	-0.4226	0.4837	0.4837	0.4837	0.4837
-1.3289	-1.3289	-1.3289	-1.3289	-0.4226	0.4837	0.4837	0.4837	0.4837
-1.3289	-1.3289	-1.3289	-1.3289	-0.4226	0.4837	0.4837	0.4837	0.4837
-1.3289	-1.3289	-1.3289	-1.3289	-0.4226	0.4837	0.4837	0.4837	0.4837
-0.9063	-0.9063	-0.9063	-0.9063	0.0000	0.9063	0.9063	0.9063	0.9063
-0.4837	-0.4837	-0.4837	-0.4837	0.4226	1.3289	1.3289	1.3289	1.3289
-0.4837	-0.4837	-0.4837	-0.4837	0.4226	1.3289	1.3289	1.3289	1.3289
-0.4837	-0.4837	-0.4837	-0.4837	0.4226	1.3289	1.3289	1.3289	1.3289
-0.4837	-0.4837	-0.4837	-0.4837	0.4226	1.3289	1.3289	1.3289	1.3289

Convolution: Directional

Kernel Size 9 x 9

Image Add Back (0-100%) 0

Directional Filter Angle 70.00

OK Cancel

-1.2817	-1.2817	-1.2817	-1.2817	-0.9397	-0.5977	-0.5977	-0.5977	-0.5977
-1.2817	-1.2817	-1.2817	-1.2817	-0.9397	-0.5977	-0.5977	-0.5977	-0.5977
-1.2817	-1.2817	-1.2817	-1.2817	-0.9397	-0.5977	-0.5977	-0.5977	-0.5977
-1.2817	-1.2817	-1.2817	-1.2817	-0.9397	-0.5977	-0.5977	-0.5977	-0.5977
-0.3420	-0.3420	-0.3420	-0.3420	0.0000	0.3420	0.3420	0.3420	0.3420
0.5977	0.5977	0.5977	0.5977	0.9397	1.2817	1.2817	1.2817	1.2817
0.5977	0.5977	0.5977	0.5977	0.9397	1.2817	1.2817	1.2817	1.2817
0.5977	0.5977	0.5977	0.5977	0.9397	1.2817	1.2817	1.2817	1.2817
0.5977	0.5977	0.5977	0.5977	0.9397	1.2817	1.2817	1.2817	1.2817

Convolution: Directional

Kernel Size 9 x 9

Image Add Back (0-100%) 0

Directional Filter Angle 105.00

OK Cancel

-0.7071	-0.7071	-0.7071	-0.7071	-0.9659	-1.2247	-1.2247	-1.2247	-1.2247
-0.7071	-0.7071	-0.7071	-0.7071	-0.9659	-1.2247	-1.2247	-1.2247	-1.2247
-0.7071	-0.7071	-0.7071	-0.7071	-0.9659	-1.2247	-1.2247	-1.2247	-1.2247
-0.7071	-0.7071	-0.7071	-0.7071	-0.9659	-1.2247	-1.2247	-1.2247	-1.2247
0.2588	0.2588	0.2588	0.2588	0.0000	-0.2588	-0.2588	-0.2588	-0.2588
1.2247	1.2247	1.2247	1.2247	0.9659	0.7071	0.7071	0.7071	0.7071
1.2247	1.2247	1.2247	1.2247	0.9659	0.7071	0.7071	0.7071	0.7071
1.2247	1.2247	1.2247	1.2247	0.9659	0.7071	0.7071	0.7071	0.7071
1.2247	1.2247	1.2247	1.2247	0.9659	0.7071	0.7071	0.7071	0.7071

Convolution: Directional

Kernel Size 9 x 9

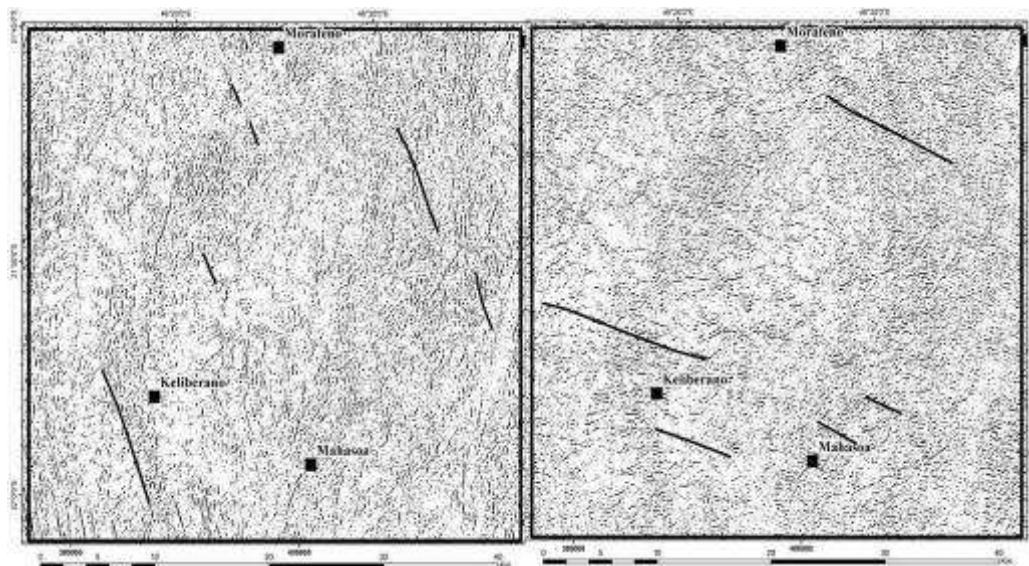
Image Add Back (0-100%) 0

Directional Filter Angle 155.00

OK Cancel

Editable Kernel

0.4837	0.4837	0.4837	0.4837	-0.4226	-1.3289	-1.3289	-1.3289	-1.3289
0.4837	0.4837	0.4837	0.4837	-0.4226	-1.3289	-1.3289	-1.3289	-1.3289
0.4837	0.4837	0.4837	0.4837	-0.4226	-1.3289	-1.3289	-1.3289	-1.3289
0.4837	0.4837	0.4837	0.4837	-0.4226	-1.3289	-1.3289	-1.3289	-1.3289
0.9063	0.9063	0.9063	0.9063	0.0000	-0.9063	-0.9063	-0.9063	-0.9063
1.3289	1.3289	1.3289	1.3289	0.4226	-0.4837	-0.4837	-0.4837	-0.4837
1.3289	1.3289	1.3289	1.3289	0.4226	-0.4837	-0.4837	-0.4837	-0.4837
1.3289	1.3289	1.3289	1.3289	0.4226	-0.4837	-0.4837	-0.4837	-0.4837
1.3289	1.3289	1.3289	1.3289	0.4226	-0.4837	-0.4837	-0.4837	-0.4837



Figures 4.19: Bande CP10 filtrée successivement par le laplacien et les filtres de direction (a) à gauche N 25° et (b) à droite N 70°. Même région que Figs 4.16 et 4.17.

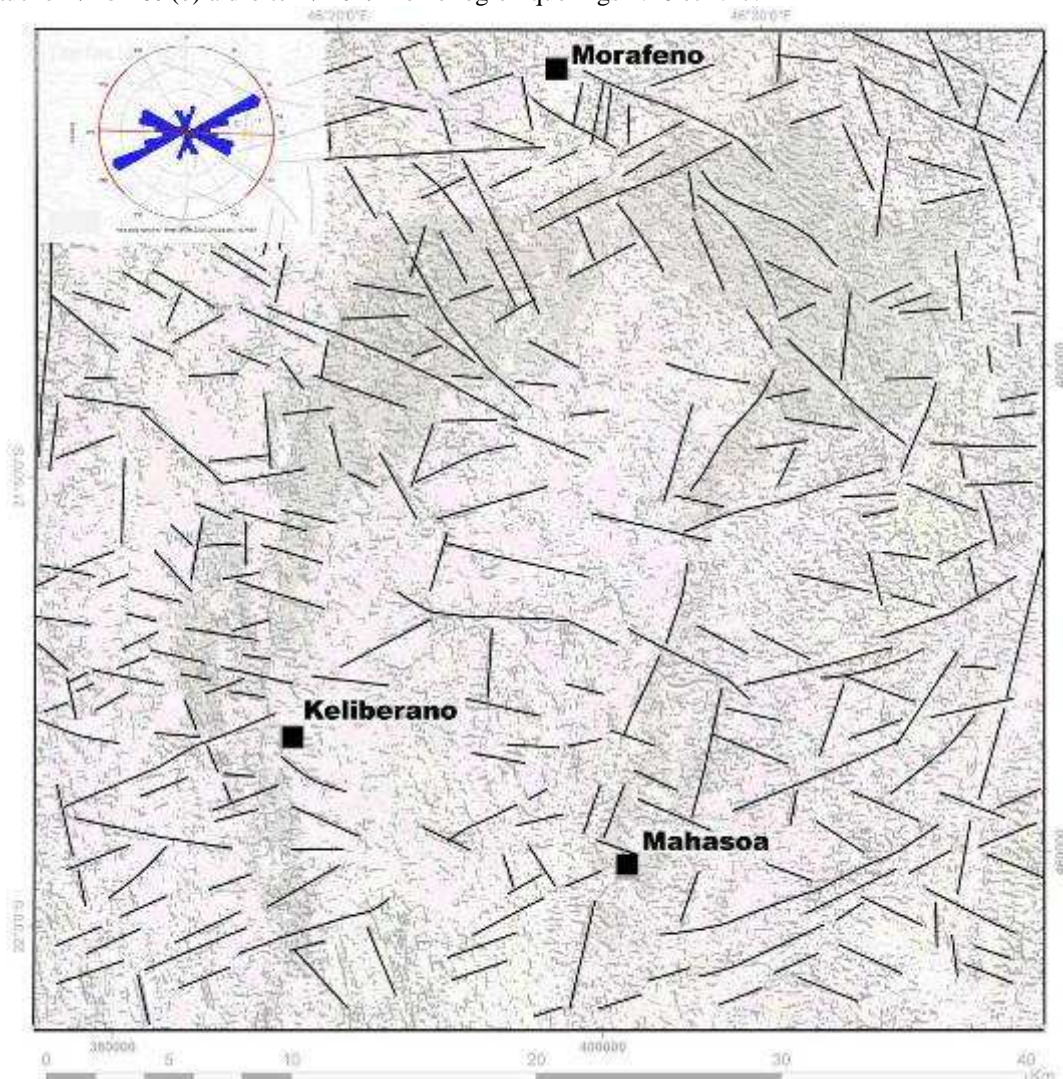


Figure 4.20 : Carte de fracturation, numérisée à partir de la combinaison des images résultantes des filtres directionnels. Même région que Figs 7.16, 7.17, et 7.18. Le diagramme de rose donne l'intensité des segments cartographiés à partir des laplaciens de directions N 25°, N 70°, N 105°, et N 155°.

4.4- Conclusions Intermédiaires

L'analyse des images satellites de type Landsat7 TM (Thematic Mapper, images ortho-rectifiées) nous a permis :

- (i) De caractériser l'importance des bandes infrarouges thermiques (TM61 et TM62) pour la cartographie géologique en région tropicale malgache.
- (ii) D'identifier et de préciser les limites lithologiques par l'analyse en composante principale sur l'ensemble des sept bandes TM (rendues compatibles).
- (iii) D'extraire et de définir une base de données cartographique des ensembles lithologiques.
- (iv) De différencier les fractures des trajectoires de foliations : les grilles d'image des foliations présentent une texture homogène et continue dans l'espace, tandis que les fractures sont ponctuelles. De plus la réflectance des structures fragile et ductile est différente.
- (v) De cartographier des trajectoires de foliation.
- (vi) Par contre ces données ne nous ont pas permis d'identifier les domaines tectonométamorphiques définis précédemment à Madagascar

5- Recherche de nouvelles méthodes et représentations cartographiques par analyse géostatistique des levés structuraux

Dans cette partie, j'essaie de créer de nouvelles représentations topologiques des informations géologiques, notamment sur la signification des zones de cisaillement. L'objectif est d'avoir une approche quantitative des structures géologiques.

Pour contraindre la limite des zones de cisaillement, j'ai étudié, à la fois : les levés de foliations (1404 points de mesures), acquis sur le terrain, ainsi que sur les cartes 1/ 100 000 de Bésairie (1971), 1/ 200 000 de Bazot (1976), ainsi que les trajectoires de foliation établies par analyse d'images satellites (Fig. 5.1).

Les deux premières parties du travail se basent respectivement sur l'analyse statistique de valeurs des angles de plongement et des plans (horizontale du plan, direction du pendage). La troisième partie, plus technique, consiste en une analyse géométrique des trajectoires de foliations.

5.1- Analyse spatiale de la répartition des angles de pendage

Sur la figure 5.2a, j'ai réalisé une interpolation (par krigeage) des points selon la valeur de pendage enregistrée. Une carte interprétative simplifiée est donnée sur la figure 5.2b. Au premier regard, la figure 5.2a montre deux domaines majeurs : une moitié Ouest, où les foliations ont des tendances verticales à sub-verticales ($> 65^\circ$), tandis que l'Est est dominé par des structures homogènes plates. Au centre, la limite entre ces deux domaines correspond à une zone allongée très verticalisée (pendage $> 70^\circ$). Cette zone est de 5 km à 10 km de large.

Vues de l'espace, ces formations verticales et sub-verticales, qui occupent l'étendue du domaine Ouest, s'alignent sur des directions majeures: N 0° et N 150° . Au Nord Ouest de la ville de Mahasoa, et à 30 km au Sud de la ville de Sahambano, existent deux zones à structures peu pentées (Fig. 5.2b, ligne fermée = polygone). Dans le domaine Est, on remarque des endroits où des anomalies ponctuelles verticales s'identifient au milieu des formations homogènes plates (cercles à contours discontinus, Fig. 5.2b). Il est probable que ces anomalies soient des artefacts, conséquences de l'interpolation (attendu que la répartition des points y est hétérogène). Mais elles peuvent également représenter des structures géologiques de forme annulaire ou cylindrique (des necks, des pipes, des diapirs, ou des plis fermés).

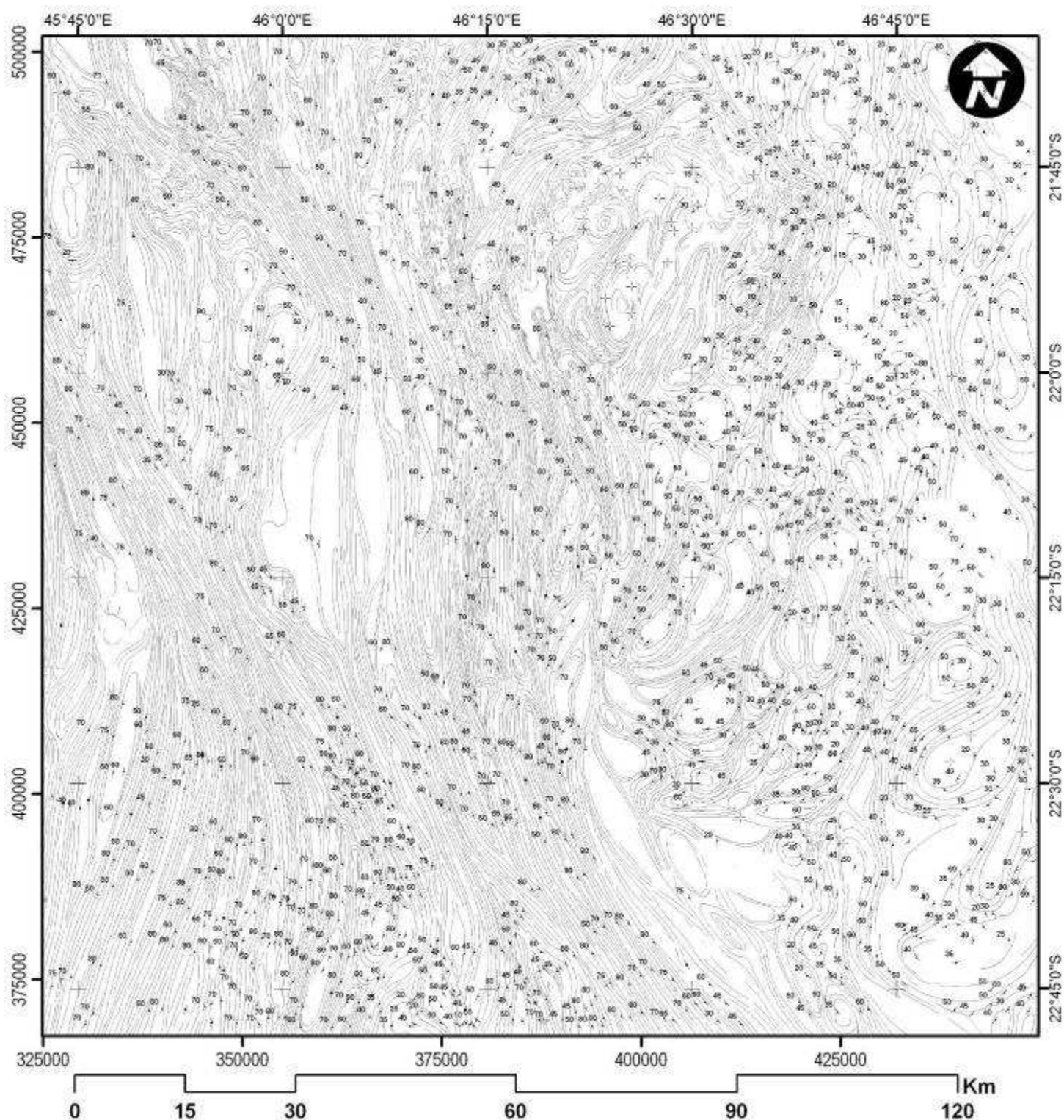
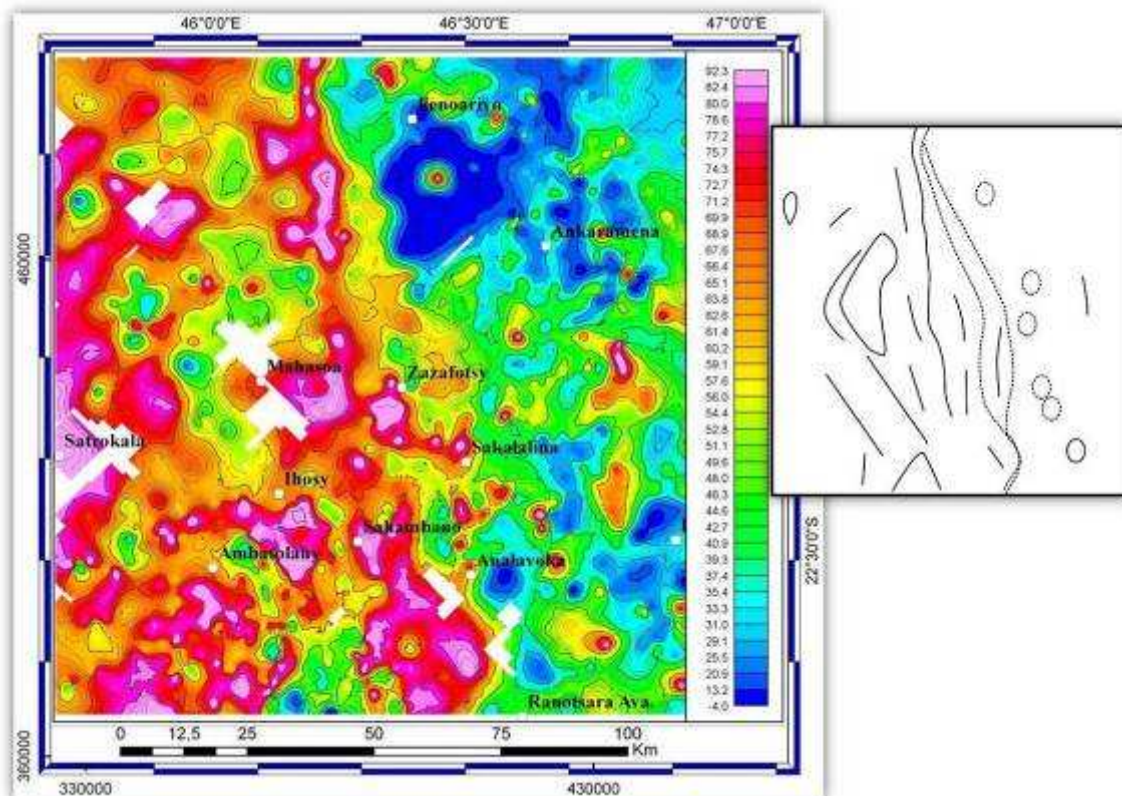


Figure 5.1 : Carte des trajectoires de foliations et des levés de foliations. Cette nouvelle carte est obtenue par traitement d'images satellites §4 et nos mesures de terrain, une partie des levés proviennent des cartes géologiques 1/100 000^{ème} de la région, Bésairie (1971).



Figures 5.2 : (a) à gauche, carte d'interpolation des points de valeurs de pendage. (b) à droite, limites des différents « domaines ». Les deux traits verticaux en pointillés soulignent une zone de transition entre un domaine où dominent les structures plates et un domaine de structures verticalisées. Le trait pointillé Est limite la zone Nord – Sud verticalisée. A l'Ouest il existe des domaines fermés, des lentilles avec des pendages plus faibles.

5.2- Analyse spatiale de l'horizontal du plan et de la direction du pendage

J'ai considéré la direction de l'horizontal du plan (strike) défini par un azimut de 0° à 180° et la direction du pendage (dip) de la couche. Puis, j'ai effectué une analyse statistique des valeurs de ces directions (Figs. 5.3, 5.4). La figure 5.3 représente l'histogramme de répartition des mêmes points, pour des valeurs de l'horizontal du plan. La direction N 16° est moins représentée que la direction N 155° (1^{er} quartile et 3^{ème} quartile).

Sur la Figure 5.4, on remarque une dissymétrie remarquable des données. Cette dissymétrie est compatible avec la valeur du coefficient d'asymétrie adimensionnel ($\text{skewness} = -0,57357$). Elle montre que la majorité des données sont à pendage Sud. Pour ce groupe de pendage Sud, l'allure générale de l'histogramme présente au premier regard deux grandes populations, qui correspondent respectivement au premier et troisième quartile des données (directions N 94° et N 245°). On a pratiquement autant de valeurs de structures à pendage vers l'Est que vers l'Ouest.

Quatre sous-groupes de directions de plongement sont également observés sur tout l'ensemble: $\sim N 0^\circ$, $\sim N 60^\circ$, $\sim N 140^\circ$, et $\sim N 220^\circ$.

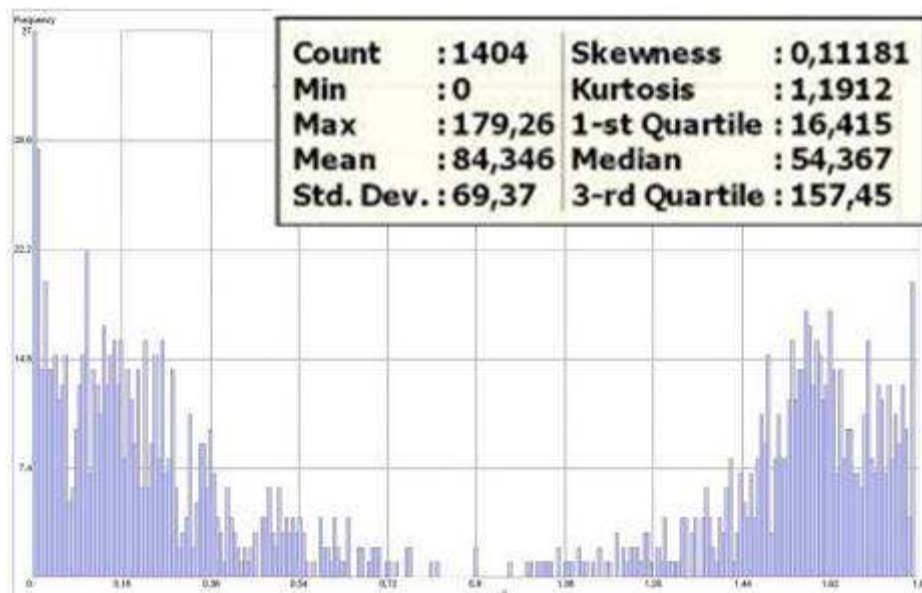


Figure 5.3 : Histogramme de fréquence des orientations de l'horizontale du plan (le 0° donne le Nord).

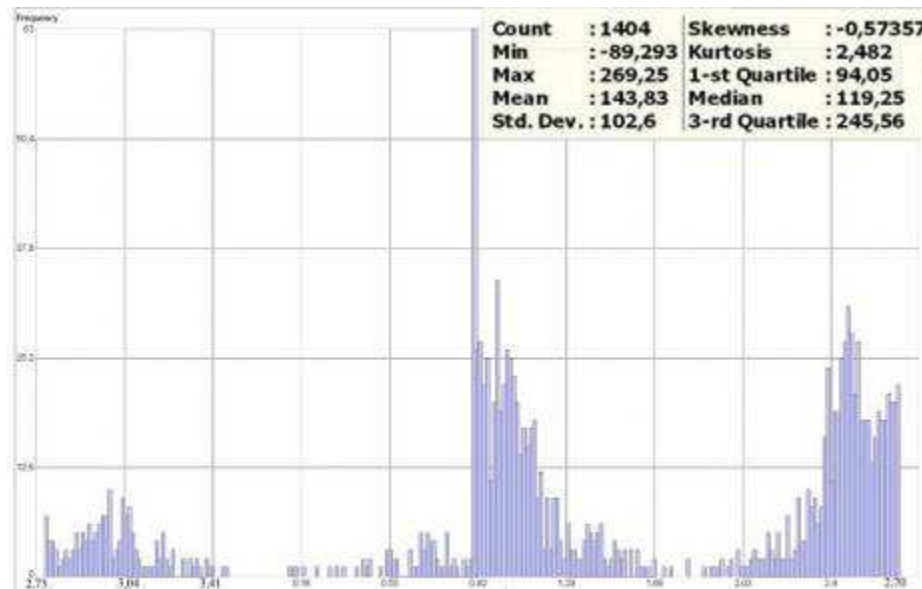
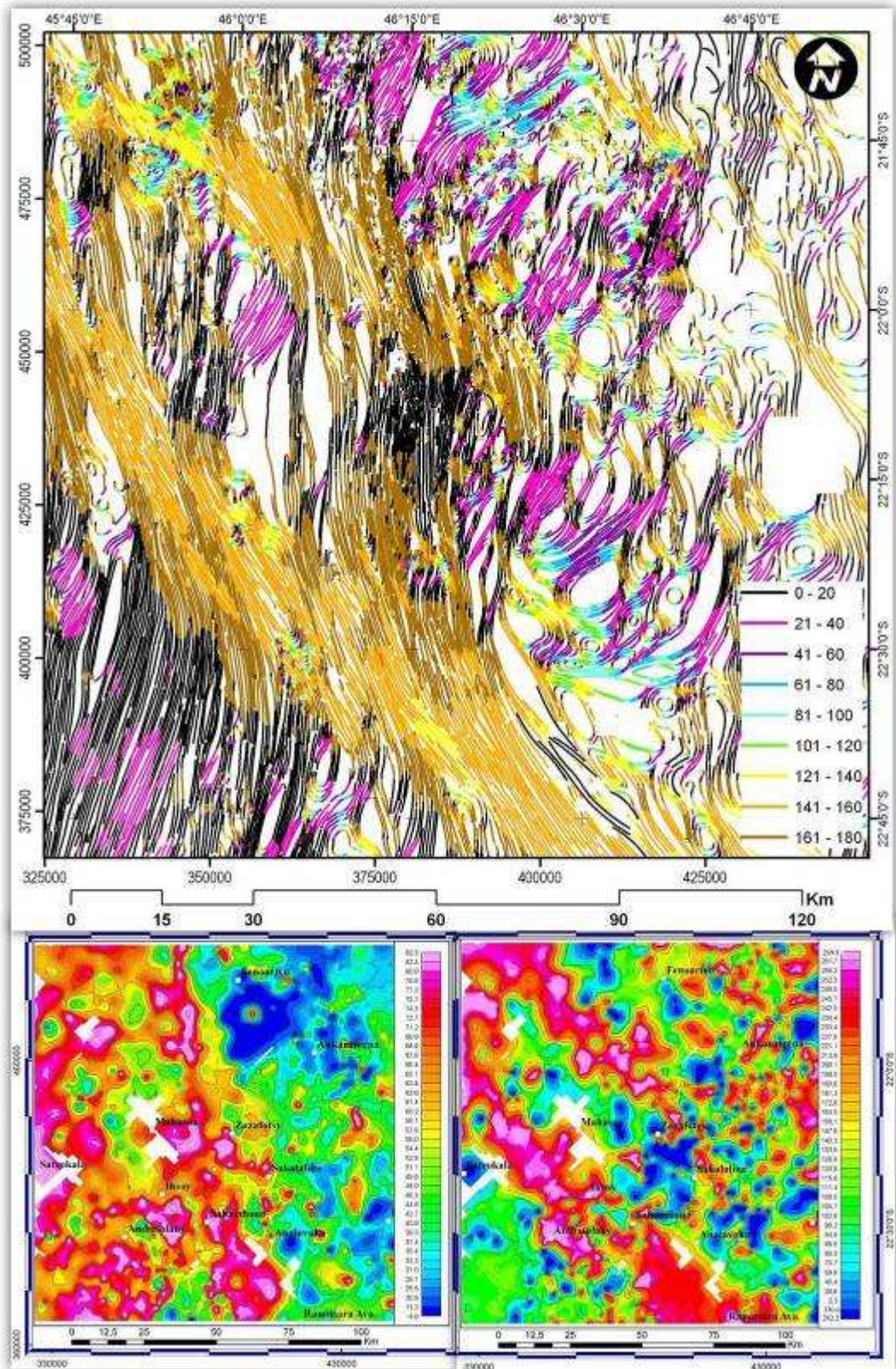


Figure 5.4 : Histogramme de fréquence des directions du pendage.

Ces données montrent que les zones de cisaillements sont dominantes et marquées par des pendages $>70^\circ$ (Fig. 5.2a), orientés principalement Nord - Sud. Sur la figure 5.3, les valeurs N 21° à N 140° sont les moins nombreuses, et correspondent aux foliations de plus petites tailles (Fig. 5.5a). Elles correspondent également aux domaines assez plats et sans doute aux structures précoces (Fig. 5.5b). Des structures tardives sont également distinguées dans la région. Elles sont représentées par des segments de direction N 157° , individualisés par le 3^{ème} quartile des valeurs de directions de plan horizontal (Fig. 5.3). En effet, la déflexion vue dans son ensemble (en orange marron, Fig. 5.5a), montre deux alignements N 135° , qui sont également très visibles en rouge – rosé sur la figure 5.5c. Ces deux structures ont des pendages réglés vers le Sud - Ouest (N 230° – N 260° , Fig 5.5c), valeurs identifiées comme les constituants du 3^{ème} quartile de l'histogramme de fréquence des directions du pendage (Fig. 5.4).



Figures 5.5: Même région que Fig. 5.1 : (a) en haut, **trajectoire de foliation classifiée selon la direction**. En bas : (b) à gauche, même image que Fig. 5.2a, **carte d'interpolation des points de valeurs de pendage** ; (c) à droite, **répartition spatiale des directions de l'horizontal du plan**. La comparaison des images 5.5a et 5.5c montre bien que la ZC de Bongolava-Ranotsara correspond à un ensemble régional de faisceaux de foliations Nord-Sud défléchies dans la direction N 157°.

Ainsi on peut comprendre les problèmes d'identification de la « ZC de Bongolava – Ranotsara ». Elle n'est pas une structure de cisaillement, mais correspond à un faisceau de foliations N 157° à pendage N 260° – N 230° (en marron orangé sur la figure 5.5a).

L'observation à l'échelle régionale montre (un peu plus au Nord) deux autres structures, de même direction et de même pendage avec une asymétrie sénestre (toujours en marron orangé sur l'image 5.5a).

5.3- Analyse géométrique des trajectoires de foliation

J'ai converti en grille d'image raster les trajectoires de foliations cartographiées sur la figure 5.1 (qui sont des données vectorielles). J'ai assemblé les lignes en polygones (Fig. 5.6c). Je peux alors utiliser l'ensemble des traitements de formes applicables aux ellipses (Figs. 5.6a et 5.6b, Lexa et al., 2005). En effet, il est possible d'attribuer des valeurs aux polygones (comme par exemple leur rapport axial, Fig. 5.6c) ; et par la suite, on peut exprimer une infinité de nouvelles restitutions d'image.

Dans le cadre de l'étude des zones de cisaillement on peut évaluer l'intensité de la déformation (Figs. 5.6a et 5.6b). On met clairement en évidence les zones de cisaillements majeures (en orange, rouge, et étirement max avec un ratio de 24 ellipses noires), ainsi que la limite entre les domaines Est (peu déformé) et Ouest (très déformé). Je note que dans ce type d'étude, les plis ne sont pas directement assimilables à des matériaux elliptiques déformés comme peuvent l'être les diapirs. La méthode de Fry (Figs. 5.6b) montre également une déformation maximale de direction N 180° avec une courbe ouverte ; ce qui suggère une intensité de la déformation relativement faible. Mais on remarque sur le diagramme 5.6b une dispersion des points dans une direction N 150° compatible avec la déflexion tardive dans cette direction.

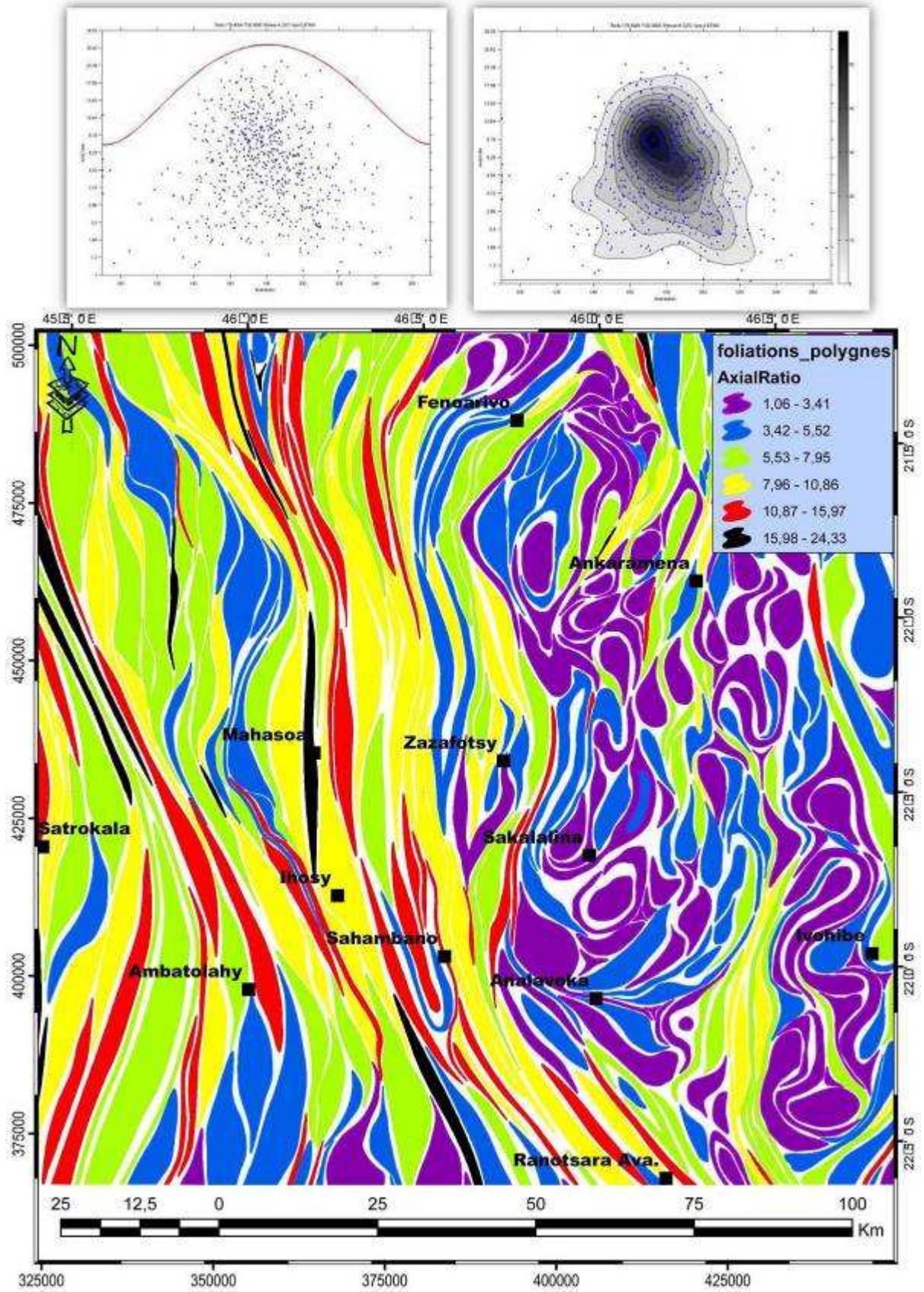


Figure 5.6 : En haut : (a) à gauche, **méthode de Fry** ; (b) à droite, **contour des points**. (c) en bas, **classification des ellipses par valeur de rapport axial des polygones**.

5.4- Précision des limites des zones de cisaillement

Les croisements de la carte des trajectoires de foliation (Figs. 5.1, 5.5a), de la carte de l'évolution des structures fermées dans l'espace (Fig. 5.6c) ainsi que de la carte des valeurs de pendage me permettent de préciser les limites des zones de cisaillement. En effet les zones de cisaillement sont soulignées par une localisation de la déformation qui correspond à des domaines réguliers (texture de foliation parallèle, ellipses allongées Fig. 5.6 et pendages sub-verticaux, Martelat, 1998 ; Martelat et al., 2000). J'obtiens ainsi une nouvelle carte de limites des zones de cisaillement (Fig. 5.7).

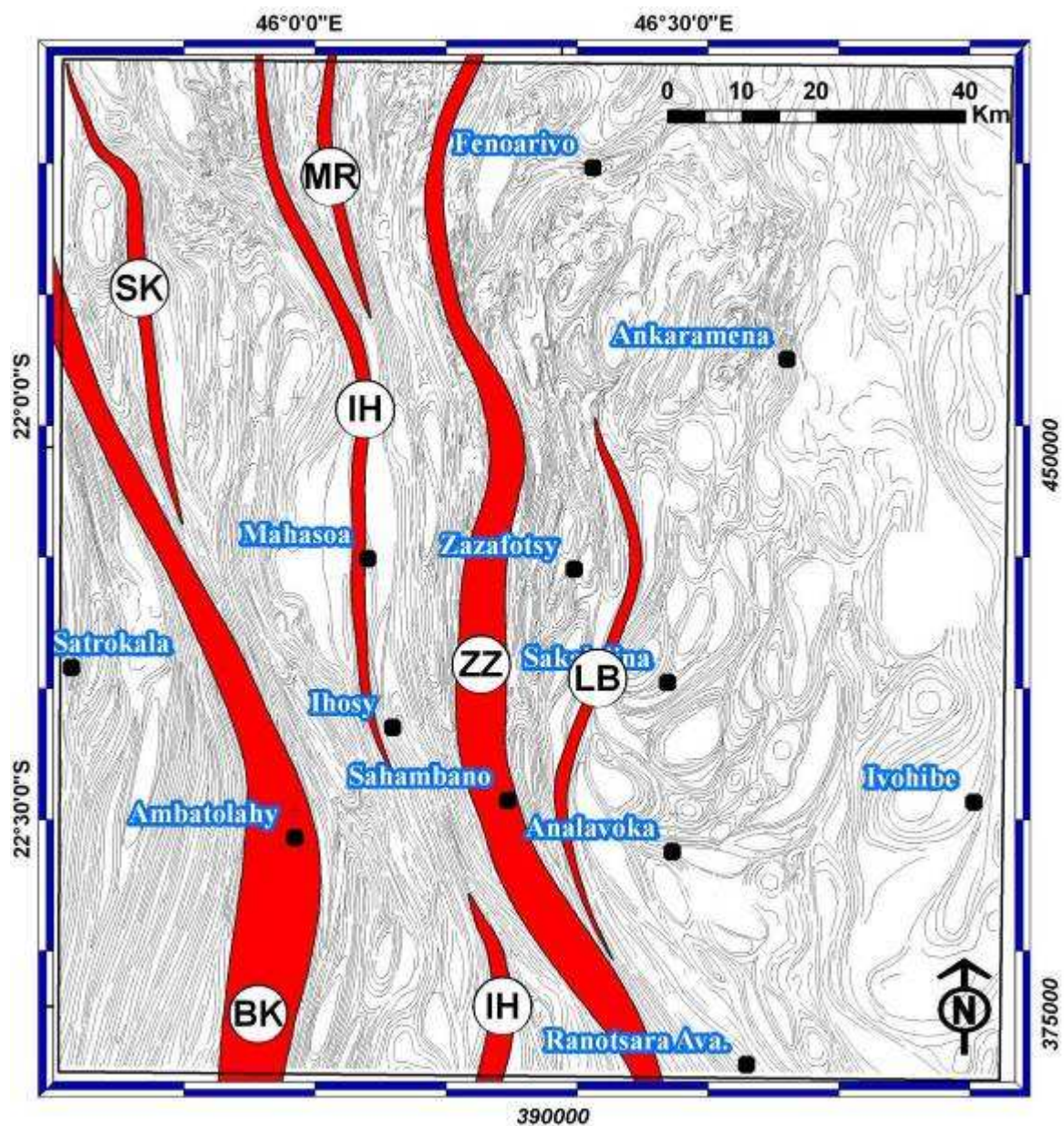


Figure 5.7 : Nouveau tracé des zones de cisaillement kilométriques. La nomenclature des zones de cisaillement est la suivante : SK : Sakeny, IH : Ihosy, ZZ : Zazafostsy, LB : Lamboany, BK : Beraketa, MR : Morarano (l'eau facile).

En comparant ma nouvelle carte avec la figure 5.8 (Martelat et al., 2000), pour la même région :

- (i) Je précise la limite de la ZC de Zazafotsy (qui est plus petite),
- (ii) Je mets en évidence une autre ZC d'échelle régionale de plus petite taille, à l'Ouest d'Ihosy que j'appellerai ZC d'Ihosy.
- (iii) Je précise également la terminaison Nord de la ZC de Beraketa
- (iv) et je mets en évidences de nouvelles zones de cisaillement : ZC de Lamboany, ZC de Sakeny, et ZC de Morarano.

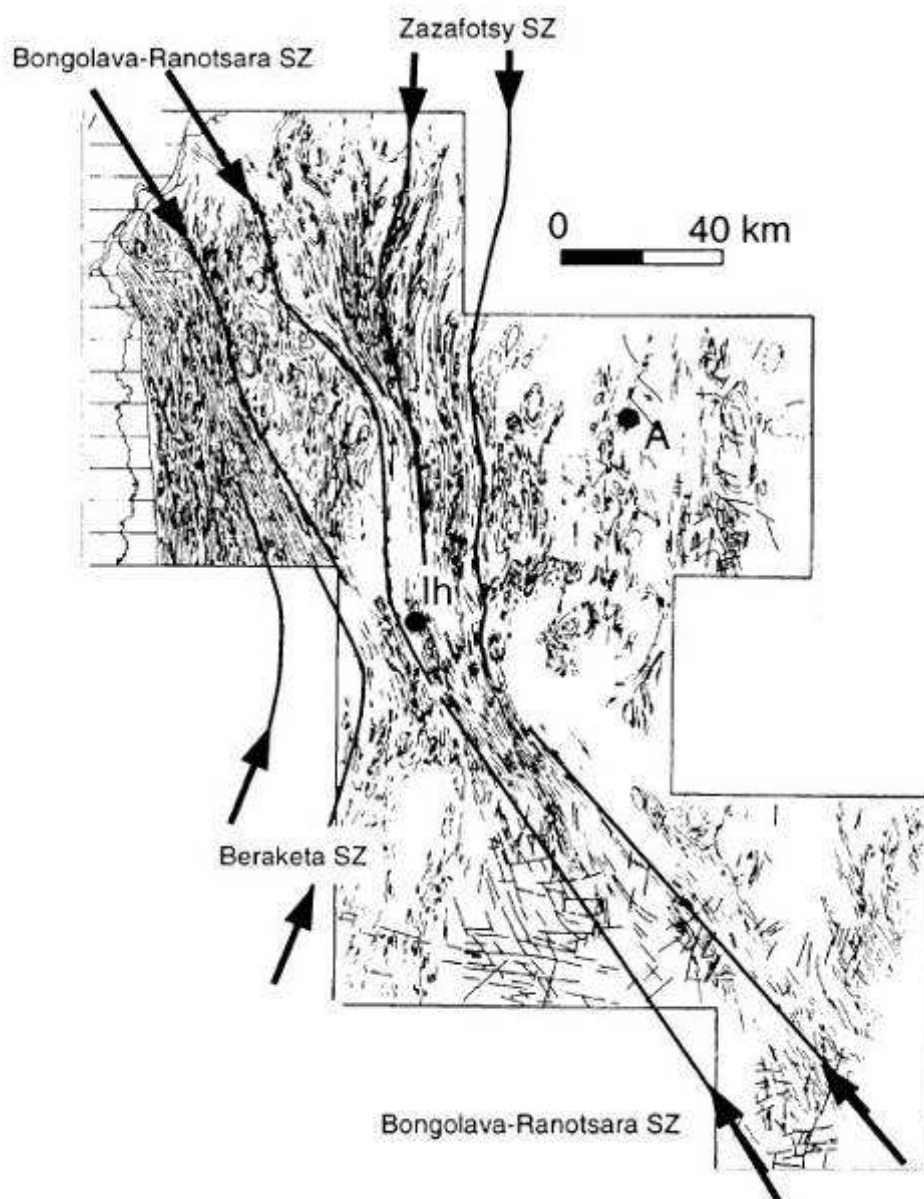


Figure 5.8 : Pour comparaison la carte des zones de cisaillement kilométriques de Martelat et al., (2000).

5.5- Conclusions intermédiaires

- (i) L'étude statistique des foliations montre la dominance des orientations N 0°, qui correspond à la fois à la direction des ZC majeures et à la direction de l'intensité maximale de la déformation.
- (ii) Les foliations de direction Nord-Sud sont pentées, soit vers l'Est, soit vers l'Ouest de manière équivalente, sans localisation géographique préférentielle indiquant soit des structures boudinées soit des structures plissées.
- (iii) Les foliations Nord-Sud sont localement réorientées dans la direction N 157°. L'ensemble des ces foliations réorientées s'alignent dans la direction N 140°.
- (iv) La structure tectonique régionale (Bongolava – Ranotsara) de direction N 140° cartographiée dans la littérature n'est ici qu'une déflexion des ZC majeures N 0° (ZC d'Ihosi et ZC de Zazafotsy). Il n'existe donc pas de ZC de Bongolava – Ranotsara.
- (v) Les foliations Nord-Sud (N 0°), pentées de manière équivalente (70° à 80°) vers l'Est, et vers l'Ouest) sont donc réorientées dans une direction N 157°, avec un pendage constant Sud d'un angle variable de 60° à 70°.
- (vi) Je précise la géométrie des ZC majeures qui avaient déjà été identifiées (ZC Zazafotsy) et je mets en évidence 5 nouvelles zones de cisaillement comme la ZC d'Ihosi à l'Ouest de la ville d'Ihosi.

6- Analyse de données géomorphologiques

Des études morphologiques sont disponibles sur Madagascar, notamment sur les ensembles volcaniques du centre qui constituent les plus hauts reliefs de l'île (Mottet, 1974a ; Mottet, 1974b), ainsi que des relations entre les reliefs et les ensembles granitiques (Bésairie, 1967 ; Petit, 1971). Plus récemment, Emmel et al. (2006) utilisent des profils topographiques, en relation avec des âges obtenus par traces de fission, pour mettre en évidence des réactivations entre ZC majeures et développement de grabens, notamment la réactivation de la ZC de l'Angavo (Fig. 3.14, partie A), par des structures fragiles, liées à l'ouverture du graben de l'Ankay débutant à la limite Permo – Triasique.

Dans les paragraphes qui suivent, je me suis intéressé aux relations entre structures tectoniques, réseaux hydrographiques et relief.

6.1- Le Modèle Numérique de Terrain

Un modèle numérique de terrain (MNT) est une carte qui indique la forme brute du relief ; il correspond à une fonction numérique, qui associe à chaque point de la surface de la terre une altitude. Le relief peut être représenté soit en mode vecteur (courbe de niveau), soit en grille régulière (mode maillé), soit en réseaux irréguliers de triangles (triangulation irregular network, TIN). Dans notre cas d'étude, je me suis principalement intéressé aux grilles maillées régulières.

6.2- Traitement des données et interprétations géologiques préliminaires

6.2.1- Les données acquises

Dans le cadre de cette thèse, j'ai utilisé deux types de grilles d'altitudes :

(i) le modèle numérique de terrain du monde issu du SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, <http://srtm.csi.cgiar.org/>), que j'ai utilisé pour les § 6.2.1 et § 6.2.2. C'est une base de données altimétriques qui couvre l'intégralité de la terre au pas de maille de 90 mètres. Sur le continent africain, les marges de précision sont de l'ordre de 5 à 10 mètres en altitude, et aux environs de 11 mètres en géo-localisation (Fig. 6.1, <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>).

(ii) Et une grille de relief obtenue par interpolation des courbes de niveaux issues des données topographiques 1/ 200 000, que j'ai utilisée pour le § 6.2.3, afin d'obtenir la meilleure résolution et plus de précision. En effet, dans ce cas, on peut obtenir une précision jusqu'à des résolutions de 15 m.

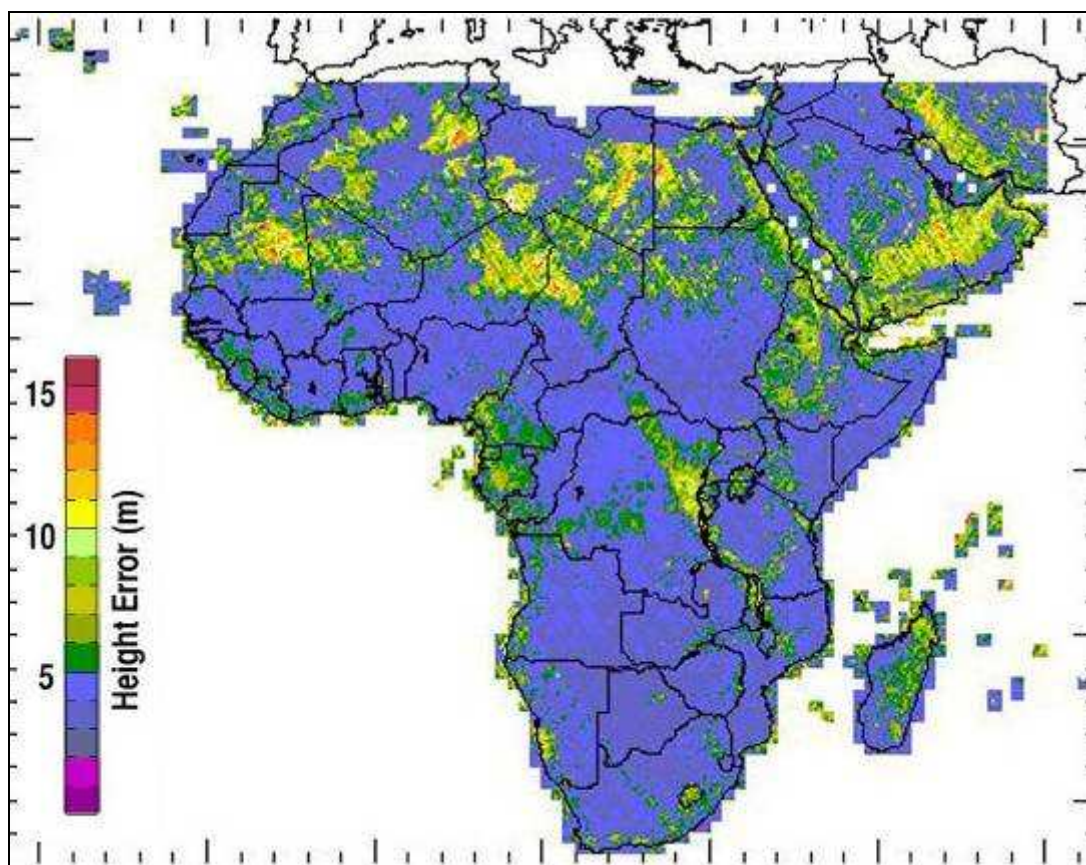
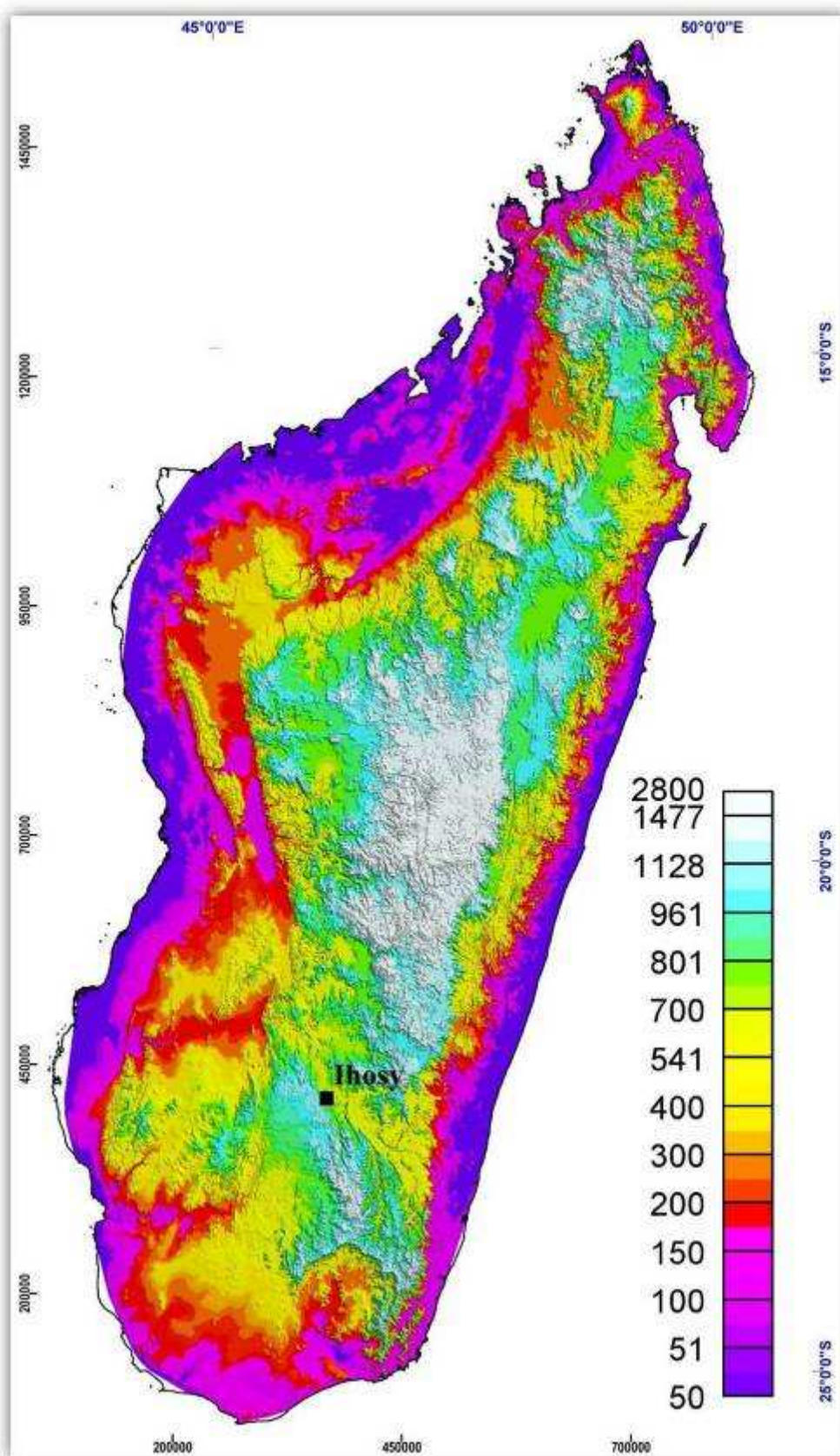
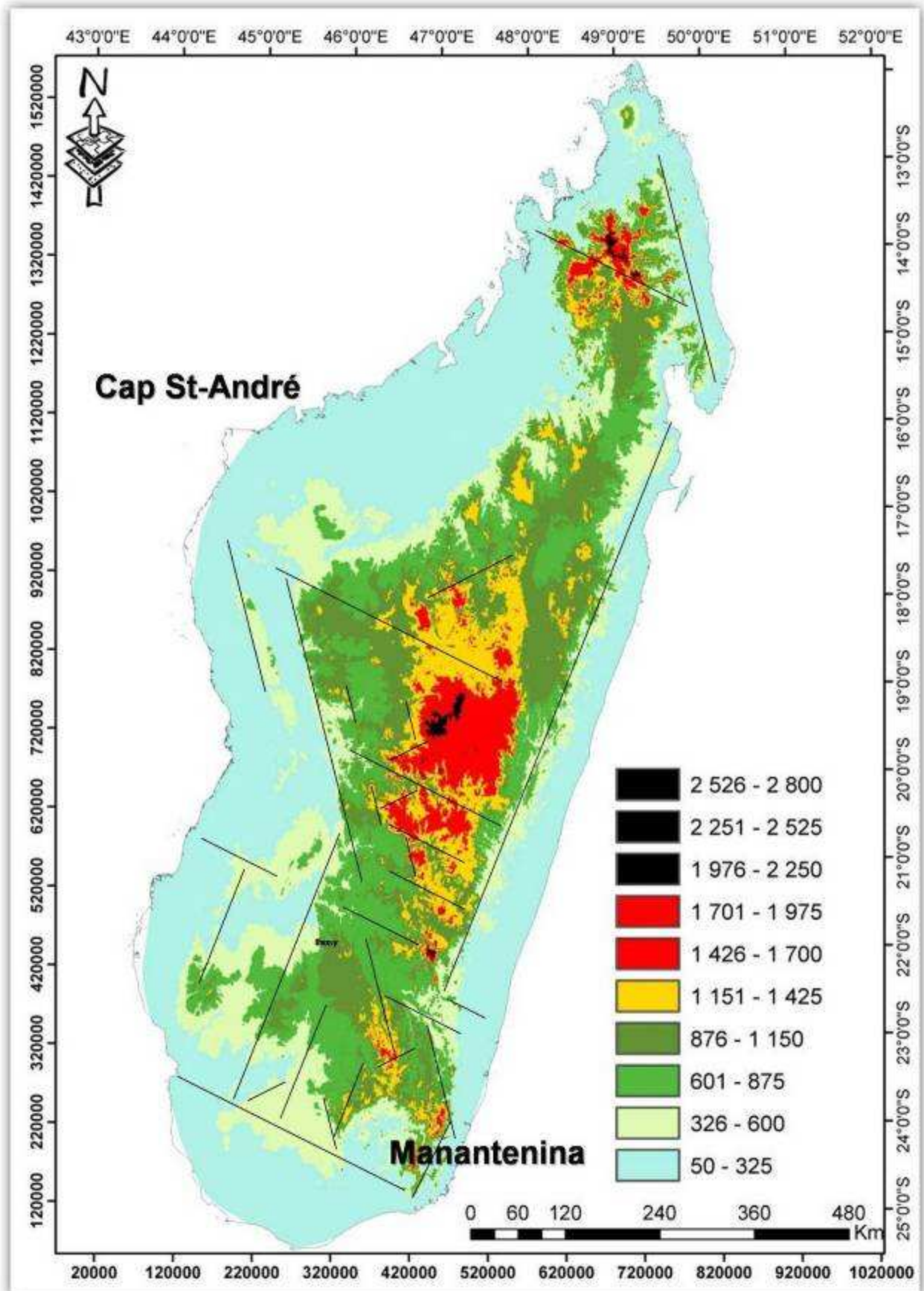


Figure 6.1 : Carte des marges d'erreur (en valeur absolue) en altitude des images SRTM du continent africain (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>)

Dans le cas de l'ensemble de Madagascar (Figs.6.2) on s'aperçoit que les hautes terres (>1000 m) culminent principalement dans les régions : Nord centrale, et très peu dans le Sud. Les reliefs de hautes altitudes de la zone centrale (> 1426 m) délimitent des anomalies linéaires (des fractures) de direction de N 115°. D'autres directions sont soulignées par les gradients de relief. La côte Est est orientée sur une direction N 20°, et dans le SW, la limite des altitudes supérieures à 600 m est orientée dans la même direction. La direction N 165° s'observe en deux endroits : à la limite de la côte NE, et sur l'axe Cap St-André – Manantenina. Enfin des séries de linéaments de direction ~N 55° s'observent sur les 3/4 Sud de l'île ; au NW de l'île ils limitent le bassin de Majunga.

Sur la région d'Ihosy (Figs. 6.2) l'étude du relief me paraît particulièrement importante pour comprendre les relations entre relief et zone de cisaillement (Fig. 3.15 - part. A), et plus particulièrement la signification de la ZC de Bongolava – Ranotsara (Martelat et al., 2000) qui interfère avec la faille de Ranotsara (Bazot, 1976). Cette zone de 250 000 km² est couverte de quatre grilles jointives de données SRTM (SRTM45-17, SRTM46-17, SRTM45-18, SRTM46-18, Fig. 6.3). J'ai créé une mosaïque de l'ensemble, suivant la même procédure que pour les images satellites (ré échantillonnage avec une maille de 10 m, et interpolation par la méthode de convolution cubique).





Figures 6.2 : (a) page précédente, grille du relief de Madagascar. (b) en haut, Schéma classifié du relief malgache et des anomalies linéaires majeures interprétées.

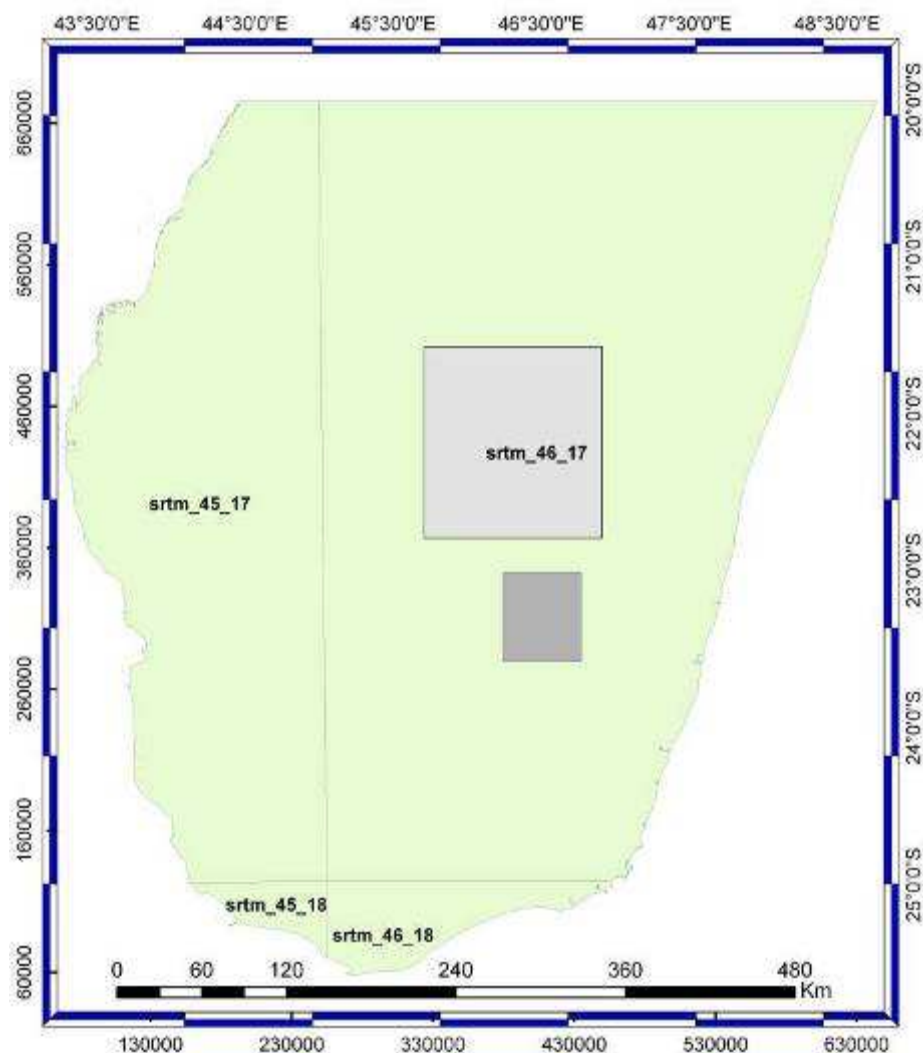


Figure 6.3 : Carte de découpage des grilles SRTM du ¾ sud de Madagascar. La figure 6.4 est localisée par le rectangle gris clair du haut, les figures 6.6 à 6.12 sont localisées par le rectangle gris foncé du dessous.

6.2.2- Analyse géomorphologique régionale

La figure 6.4 représente une carte de relief de la région d'Ihosy. Une dépression remarquable, associée aux altitudes les plus faibles entre 500 et 600 m, est orientée N 135° correspondant à l'axe Mahasoia – Analavoka. Une autre vallée moins marquée est orientée autour de N 155° (axe Mahasoia – Sahambano). Plus au Nord ces deux directions de vallées sont associées à une vallée N 115° (passant par Ankaramena). Les dépressions majeures orientées Nord – Ouest, Sud - Est (N 135° et N 155°) séparent deux domaines :

- (i) au Sud, la pénégplaine latéritique de Horombe (Sud des villes de Satrokala – Ambatolahy alt. de 900 m) ;
- (ii) au Nord, le plateau de Lamboany (en jaune sur la carte) limité à l'Est par les massifs granitiques de Betsileo (domaine en vert et blanc sur la Fig. 6.4).

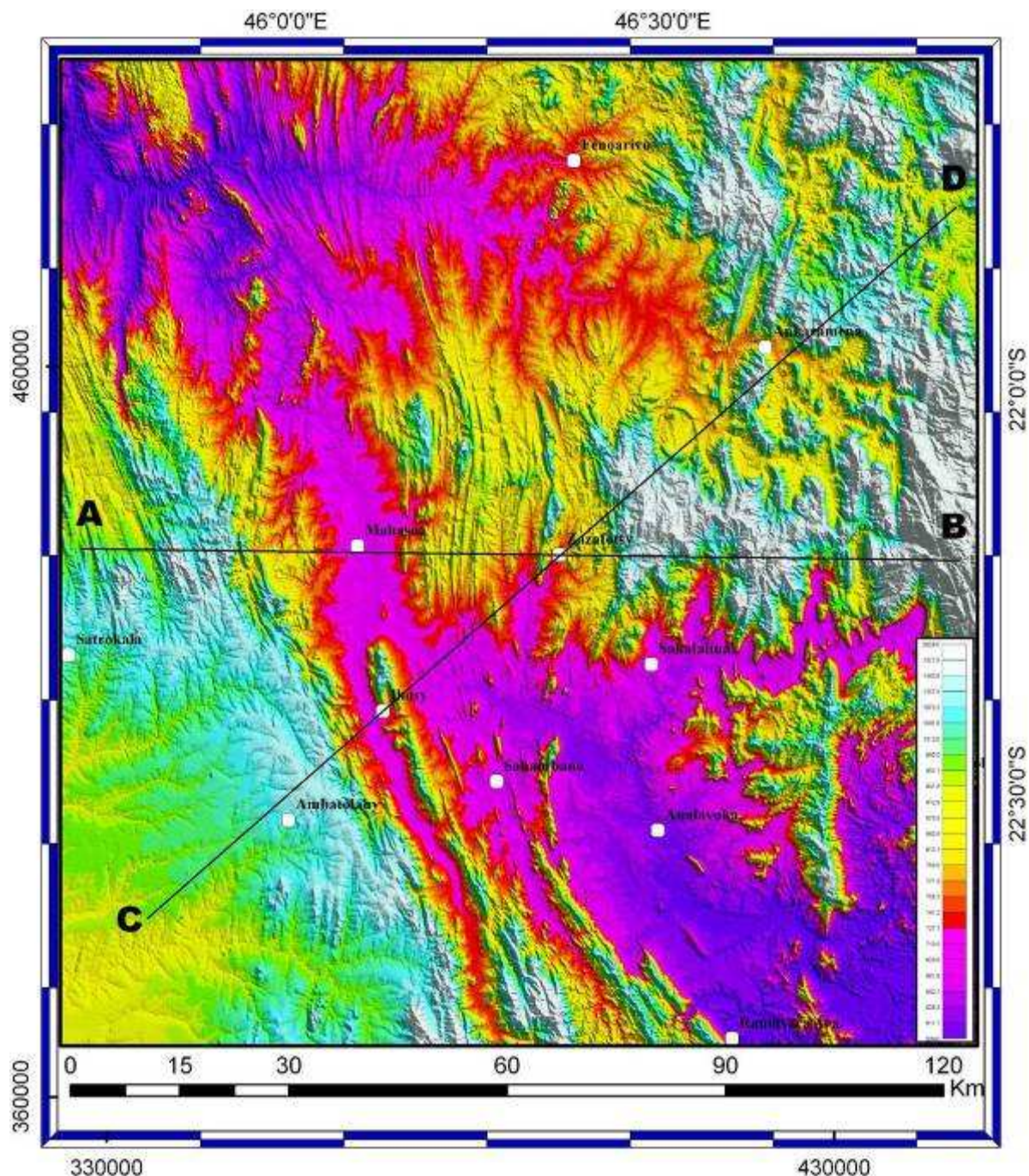
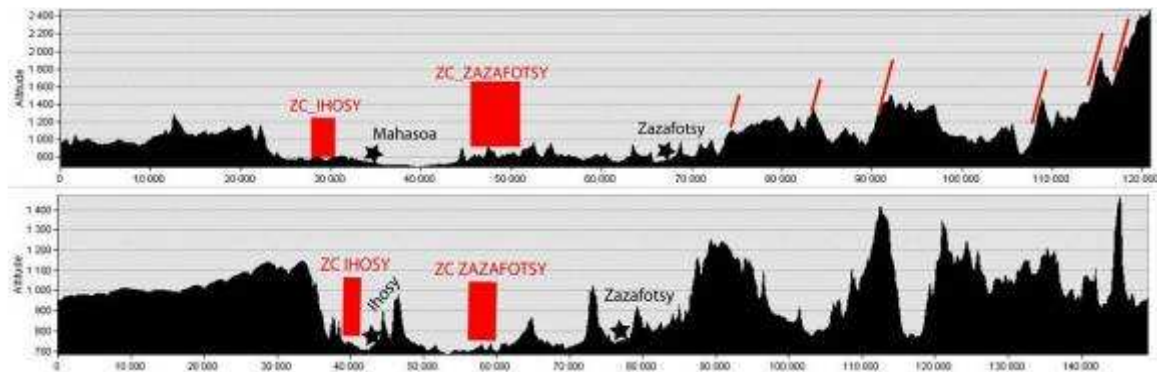


Figure 6.4 : Modèle numérique de terrain d'Ihosy. Les failles sont très visibles dans les zones à gradient de relief (Martelat, 1998). Au contraire, dans les domaines plats, on note l'absence de ces structures (Plateau de l'Horombe). Les segments A B et CD se profilent sur les figurent 6.5).

Sur la coupe topographique Est - Ouest AB (Figs. 6.4 & 6.5a), les ZC majeures sont plus ou moins à la même altitude et correspondent à des dépressions et aux altitudes quasiment les plus basses. Entre Mahasoa et Zazafotsy, tous les petits reliefs correspondent à des ensembles migmatitiques qui sont moins altérés que les leptynites. Souvent les dômes correspondent à des antiformes de plis kilométriques déracinés (à l'Ouest de la ville de Zazafotsy ou à l'Est de la ville d'Ihosy).

Sur le profil topographique qui est de direction N 50° (Figs.6.4, 6.5b) on peut signaler le même type d'observation : les ZC majeures sont à la même altitude et correspondent à des dépressions et aux altitudes les plus basses. On différencie également 3 domaines distincts :

- (i) un domaine à l'Est de Zazafotsy, à fort gradient de relief (variation de 600 m sur 4 km),
- (ii) la vallée avec les zones de cisaillement majeures entre les villes de Zazafotsy et d'Ihosi, où le relief est assez homogène (800 m d'altitude),
- (iii) et le plateau de l'Horombe, qui se situe à environ 1000 m d'altitude.

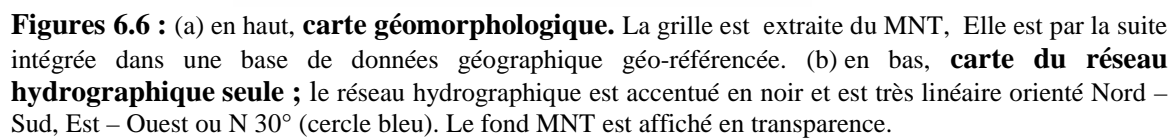


Figures 6.5 : Profils topographiques : les limites des zones de cisaillements (Zazafotsy et Ihosi) sont définies par les rectangles rouges. (a) En haut, profil **AB** : les lignes rouges indiquent que les pentes des talus sont sub-parallèles. (b) En bas, profil **CD**. Les altitudes (ordonnée) et les distances (abscisse) sont en mètres.

On remarque, sur les 3 figures précédentes, des gradients de relief locaux qui mettent en évidence des vallées bien individualisées qui montrent d'Ouest en Est des directions régionales depuis : N 160° (vallée à l'Ouest d'Ihosi), N 165° (Vallée à l'Est d'Ihosi), N 170° (Vallée passant par Sahambano), jusqu'à des valeurs de N 0° à N 5° plus à l'Est, pour revenir à une direction N 145°-150°. L'ensemble de ces directions sont compatibles avec les directions des traces des foliations et des ZC majeures qui s'anastomosent à l'échelle régionale, et qui indiquent une réactivation. Les directions N 115° sont clairement associées à des structures qui sont des failles et qui correspondent aux vallées les plus incisées (en bleu sur la fig. 6.4, défini par Bésairie, 1972). On ne discerne pas clairement à l'échelle régionale cette direction N 115° (fig. 6.2) des directions globales N 135° et N 155° (dépressions majeures orientées NW - SE). On voit alors par erreur des structures majeures de direction intermédiaire (N 140°), la direction de la faille de Ranotsara (Hottin, 1972, Fig. 3.5, partie A). Cette direction N 140° n'est visible que plus au Sud - Est (fig. 6.4, ville de Ranotsara av.).

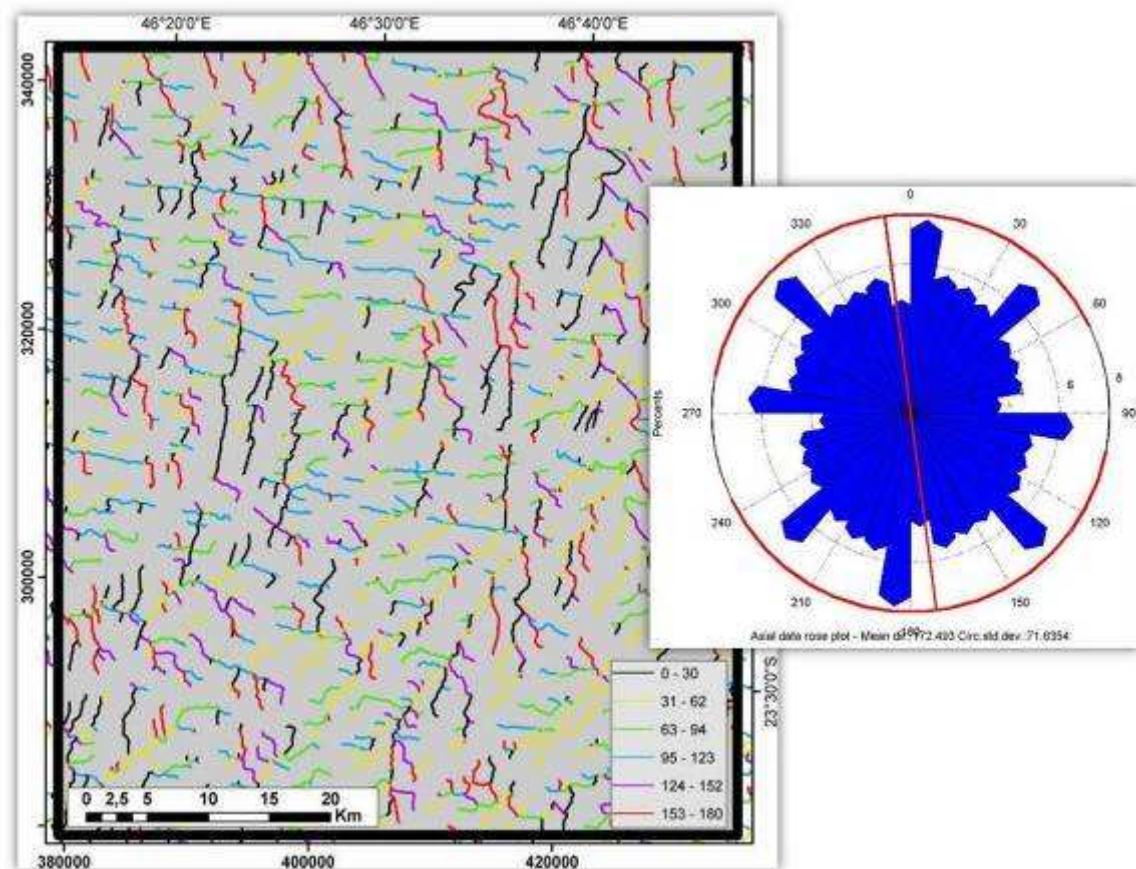
Ainsi on voit bien que la faille de Ranotsara n'est pas une structure majeure, elle n'est visible que dans la partie Sud-Est de l'image 6.4, où elle forme une structure plus régionale, et elle n'existerait qu'en relais avec les failles N 115°. Se pose alors la question de l'existence de la ZC de Bongolava - Ranotsara définie par Martelat et al. (2000). Pour mieux cerner cette question, et comprendre l'évolution dans l'espace des autres ZC, nous allons étudier la géomorphologie plus au Sud.

A partir de la grille MNT de la figure 6.2, j'ai extrait à la fois la carte géomorphologique (Fig. 6.6a) et la carte du réseau hydrographique (6.6b).



En effet, la classification de la grille d'accumulation de flux (sous ArcGIS) permet de cartographier le réseau hydrographique. Le traitement montre que la majeure partie des grilles de pixels a une faible valeur d'accumulation, et les pixels qui sont à très forte accumulation représentent le réseau hydrographique (6.6b). A travers ces deux figures, (Figs 6.6), on remarque que le réseau hydrographique est très linéaire, ce qui montre qu'il est contrôlé par des structures tectoniques.

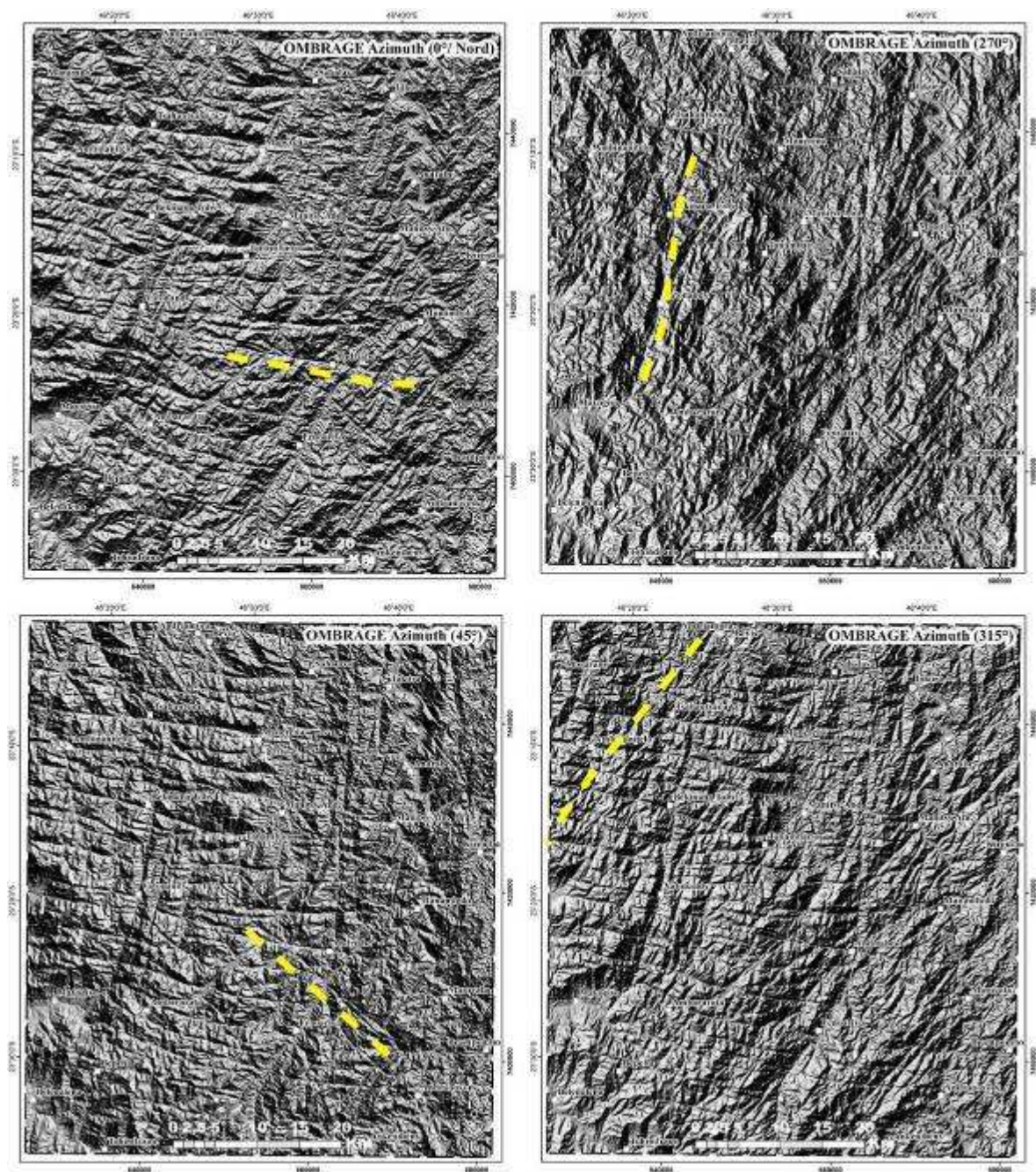
Pour hiérarchiser ces structures, j'ai identifié les directions respectives des affluents (Fig. 6.7). Le réseau hydrographique (Fig. 6.7a) montre quatre familles d'orientation principale (N 5°, N 45°, N 95°, N 130°).



Figures 6.7 : (a) A gauche, **Carte de direction du réseau hydrographique**, les couleurs indiquent des familles de directions ; (b) à droite, **diagramme en rose des rivières cartographiées**.

Pour bien identifier l'ensemble des linéaments j'ai également utilisé la technique d'ombrage (Figs. 6.8). Un gradient de valeur de pixels peut être mis en exergue ou caché selon des angles d'observation choisis. Un ombrage d'azimut Nord X° met principalement en évidence des linéaments de direction $X^\circ \pm 90^\circ$.

Sur les figures 6.8, j'ai réalisé des ombrages de directions successives: N 0° , N 45° , N 270° , et N 315° .

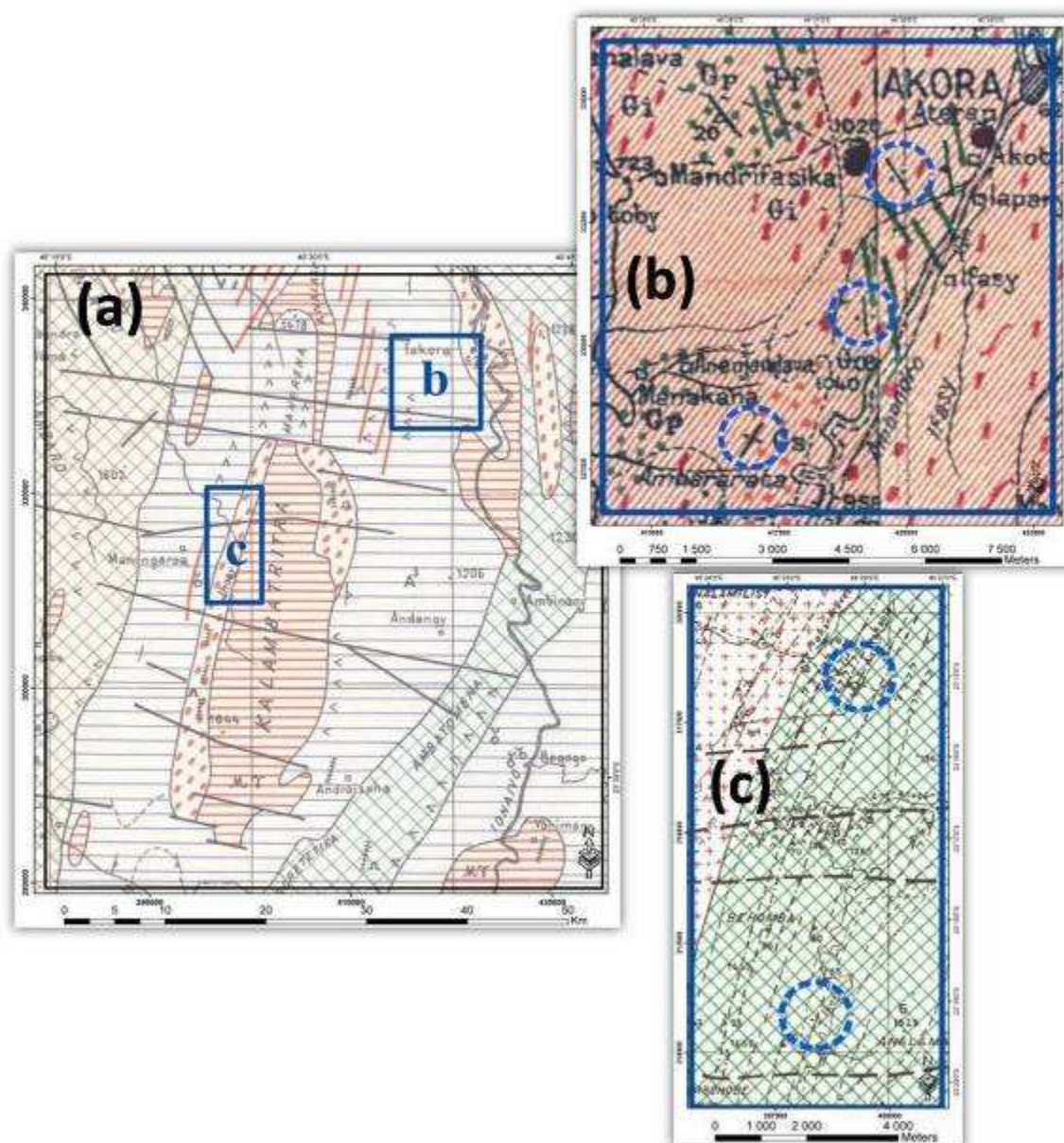


Figures 6.8 : Grilles de MNT vues sous différents angles : (a) en haut à gauche, **ombrage Sud** (vue du Nord 0°) ; (b) en haut à droite, **ombrage Est** (Vue de l'Ouest) ; (c) en bas à gauche, **Ombrage Sus-Ouest** (vue du Nord 45°) ; (d) en bas à droite, **Ombrage Sud-Est** (vue du Nord 315°).

Par la suite, pour différencier les structures ductiles des structures fragiles sur mes cartes de linéaments (Figs. 6.6, 6.7, 6.8), j'ai comparé ces dernières images aux cartes géologiques au 500000^{ème}, et 1000000^{ème} (Figs. 6.9).

Sur les cartes 6.9b et c, j'ai remarqué de nombreuses traces de foliation verticales Nord –Sud parallèles qui sont compatibles avec le prolongement respectif de la zone de cisaillement de Zazafotsy et d'Ihosal et que j'interprète comme leur prolongement vers le Sud (Fig. 6.10). Je remarque également que sur la carte 6.9b, il existe des pendages verticaux orientés

N 150° également compatibles avec les directions de foliation N 150° trouvées plus au Nord (direction de la déflexion, Fig. 6.4).

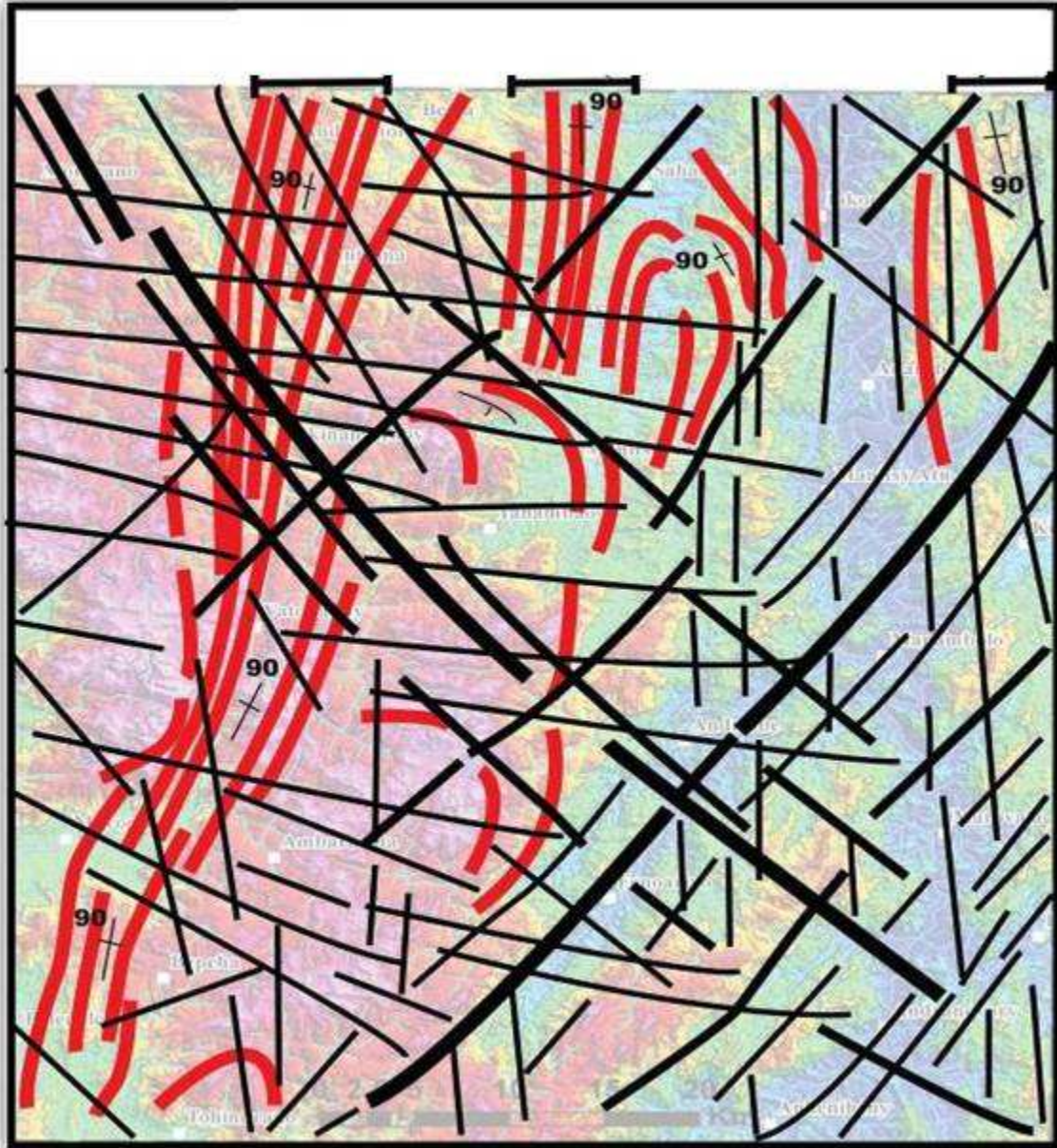


Figures 6.9 (a) à gauche, même zone, carte géologique 500 000^{ème} (Bésairie, 1970). A droite (b) et (c) extraits des cartes géologique au 100000^{ème}. Sur (b) et (c), les foliations verticales sont soulignées par les cercles bleus.

Ainsi, nous avons bien la prolongation des ZC majeures de Zazafotsy et d'Ihoso qui sont défléchies dans des directions N 160°, N 150°. Je déduis alors que le cisaillement de Bongolava à Ranotsara n'existe pas, ou alors il n'est que la déflexion d'autres ZC aux alentours de N 150° (ZC de Zazafotsy et d'Ihoso). Ces deux ZC ne semblent pas se prolonger plus au Sud. Elles s'arrêtent brutalement sur une limite de direction principale N 45° (Fig. 6.10).

Les failles de direction N 160°, visibles seulement dans la région Nord de la carte géologique (Fig. 6.9a), semblent également se prolonger vers le Sud-Est (Fig. 6.10) avec des failles en relais de direction N 130° - N 140°.

Aussi, on remarque au premier regard que le réseau hydrographique est contrôlé soit par des failles, soit par des couches transposées à pendage vertical ou sub-vertical ($>65^\circ$).



Figures 6.10 : Carte structurale, interprétative des linéaments. En traits rouges, les trajectoires de foliations ; en traits noirs les fractures.

6.3- Conclusions intermédiaires

Grâce à l'analyse des données géomorphologiques :

- (i) On a observé que les failles ou fractures, orientées N 160°, se retrouvent sur l'ensemble du tiers Sud de l'île et constituent une direction majeure.
- (ii) Nous avons également identifié des grabens qui forment des dépressions majeures orientées N 160° - 170°.
- (iii) Nous avons pu préciser que les linéaments de direction N 115° correspondent à des vallées incisées.
- (iv) Les failles, de direction N 140°, qui pourraient correspondre aux faisceaux de faille de Ranotsara, sont rares. Elles sont principalement localisées au Sud-Est d'Ihosy (au Sud du village Ranotsara-ava), et sont réellement de direction N 145°-150°. La direction N 140° n'est ainsi qu'une impression à l'échelle régionale causée par le relais de failles N 115° (vallées incisées) et des failles N 160° (associées aux grabens). La faille régionale de Ranotsara n'existe donc pas en terme régional (du moins aux environs d'Ihosy).
- (v) Nous avons pu décrire la géomorphologie des ZC majeures (ZC Ihosy et ZC Zazafotsy). Elles sont situées au cœur des dépressions et sont orientées dans des directions compatibles avec l'orientation des grabens. Ceci montre un contrôle clair des anisotropies précambriennes sur le développement des failles phanérozoïques.
- (vi) Nous observons également que ces deux ZC sont défléchies dans la direction N 157°, et nous avons identifié leur prolongement vers le Sud (région Iakora).
- (vii) Mes analyses ne font apparaître aucune trace du cisaillement ductile ZC de Bongolava - Ranotsara.

7- Analyse des données gravimétriques

Des études gravimétriques sur Madagascar sont disponibles. Elles ont pour la plupart décrit la géométrie de la lithosphère (Catalla, 1954; Rakotondrainibe, 1977; Rechenmann, 1982; Arthaud et al., 1990; Fournio et al., 1991; Fournio et al., 1993; Fournio et al., 1994; Bertil, 1996; Bertil et al., 1998; Rakotondraompiana et al., 1999). Ces auteurs ont montré qu'aujourd'hui Madagascar possède une croûte continentale stable de 35 km d'épaisseur. Ils ont également mis en évidence des variations locales de la profondeur du Moho qui remonterait jusqu'à 25 km de profondeur. Ces auteurs relient ces variations à une extension Est – Ouest récente.

D'autres auteurs décrivent des variations locales du champ magnétique connectées à la position des zones de cisaillement lithosphériques. Ils proposent que les variations locales de l'anomalie de Bouguer est de l'ordre de 30 à 60 mgal (anomalies positives), et qu'elles sont associées à des remontées mantelliques à la base de croûte continentale (Pili, 1997 ; Pili et al., 1997a ; Pili et al., 1997b; Martelat, 1998). Ces remontées mantelliques seraient restées stables depuis le précambrien.

La gravimétrie a été également utilisée à Madagascar pour l'exploration minière, entre autre pour la mise en évidence de gisements de Chromite, de Fer et de Nickel (Rechenmann, 1968; Kutina, 1972).

Dans les paragraphes qui suivent, je présenterai successivement : les données gravimétriques utilisées, leurs analyses, et les résultats d'interprétation préliminaires.

7.1–Données gravimétriques

7.1.1- Mesure de la gravité

La gravité ou pesanteur est la force d'attraction qu'exerce la Terre sur tout corps matériel à son voisinage. La détermination du géoïde sur les continents implique de connaître la valeur de la gravité, ainsi que la topographie de différents points sur la terre. La rotation de la terre fait en sorte que la valeur mesurée de la gravité est légèrement plus faible à l'équateur qu'aux pôles. La valeur théorique de la gravité (g_t) en un point de latitude est mesurée sur l'ellipsoïde IAG GRS 1980 utilisé en WGS84 (§ 1.1.2, partie A).

7.1.2- Anomalie à l'air libre (FA)

L'anomalie à l'air libre est corrigée des variations latérales du champ gravimétrique et des variations d'altitude. En conséquence, il faut enlever la somme des effets gravitationnels théoriques attribuable à la latitude (g_t), et additionner le produit du gradient de la gravité verticale moyenne par mètre d'altitude au-dessus du niveau de la mer (= le taux de variation suivant la verticale de la force de gravité, soit $0,3086 \text{ mGal} \cdot \text{m}^{-1}$).

$$\text{FA} = g_o - g_t + (\delta g / \delta z) h$$

$$\delta g / \delta z = + 0,3086 \text{ mGal m}^{-1} \text{ (gradient de gravité verticale moyenne)}$$

h = altitude de la station au-dessus du niveau de la mer (mètres)

7.1.3- Anomalie de Bouguer (BA)

L'anomalie de Bouguer comprend une correction supplémentaire par rapport à l'anomalie à l'air libre, qui corrige la différence de masse entre la station et le géoïde de référence.

$$BA = FA - 2\pi G\rho_c h + TC$$

G = $6,672 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$ ou $6,672 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ mGal}$ (constante universelle de la gravitation)

ρ_c = 2670 kg m^{-3} (densité ou masse volumique de la lithologie crustale)

TC = Correction de terrain (mGal)

En effet, dans les terrains accidentés, il est nécessaire d'appliquer au point de mesure de la gravité des corrections qui tiennent compte de la présence de masse au-dessus du géoïde de référence (montagnes) ou de l'absence de masse en dessous du géoïde de référence (vallées).

7.2- Nature du signal gravimétrique

7.2.1- Densité des minéraux et des roches

Les variations de Bouguer mesurées à la surface de la terre reflètent les variations de densité des roches sous jacentes. La densité est une valeur sans dimension elle est approximée par la valeur de la masse volumique, en g/cm^3 ou kg/m^3 (Telford et al., 1974; Ford et al., 2007). Dans les annexes 4 et 5, sont présentées différentes valeurs de densité pour roches et minéraux ; Les figures 7.1 et 7.2 montrent les ratios de ces valeurs par rapport à la densité moyenne de la croûte (2.65).

(i) Les roches sédimentaires sont de faible densité par rapport aux roches ignées et métamorphiques. La valeur moyenne varie selon la porosité des roches et leur composition (Fig. 7.1, annexes 4 et 5).

(ii) En moyenne, les roches ignées sont plus denses que les roches sédimentaires, mais il peut y avoir un chevauchement des valeurs, (Fig. 7.1, annexes 4 et 5). Les roches volcaniques ont une densité plus faible que leur équivalent intrusif (basalte = 2.99 / gabbro = 3.03). Les roches ignées basiques sont plus denses que les roches acides.

(iii) La plupart du temps, la densité augmente avec le degré de métamorphisme (Fig. 7.1, annexes 4 et 5). Mais le cas inverse est possible, comme c'est le cas de la serpentinisation.

Certaines ressources minérales peuvent être associées à des minéraux présentant une densité supérieure à la densité moyenne des roches (tels le cuivre, zinc, fer, plomb, or) ou inférieure à celle-ci (tels le sel, la potasse). Ces dernières peuvent, dans le cas où elles sont suffisamment concentrées, engendrer des perturbations locales de l'anomalie. Par exemple l'Or est 7 fois plus

dense que la valeur de densité d'une croûte normale. Ainsi, un gisement d'Or peut être remarquable sur une carte gravimétrique de haute résolution (Sandrin et al., 2006).

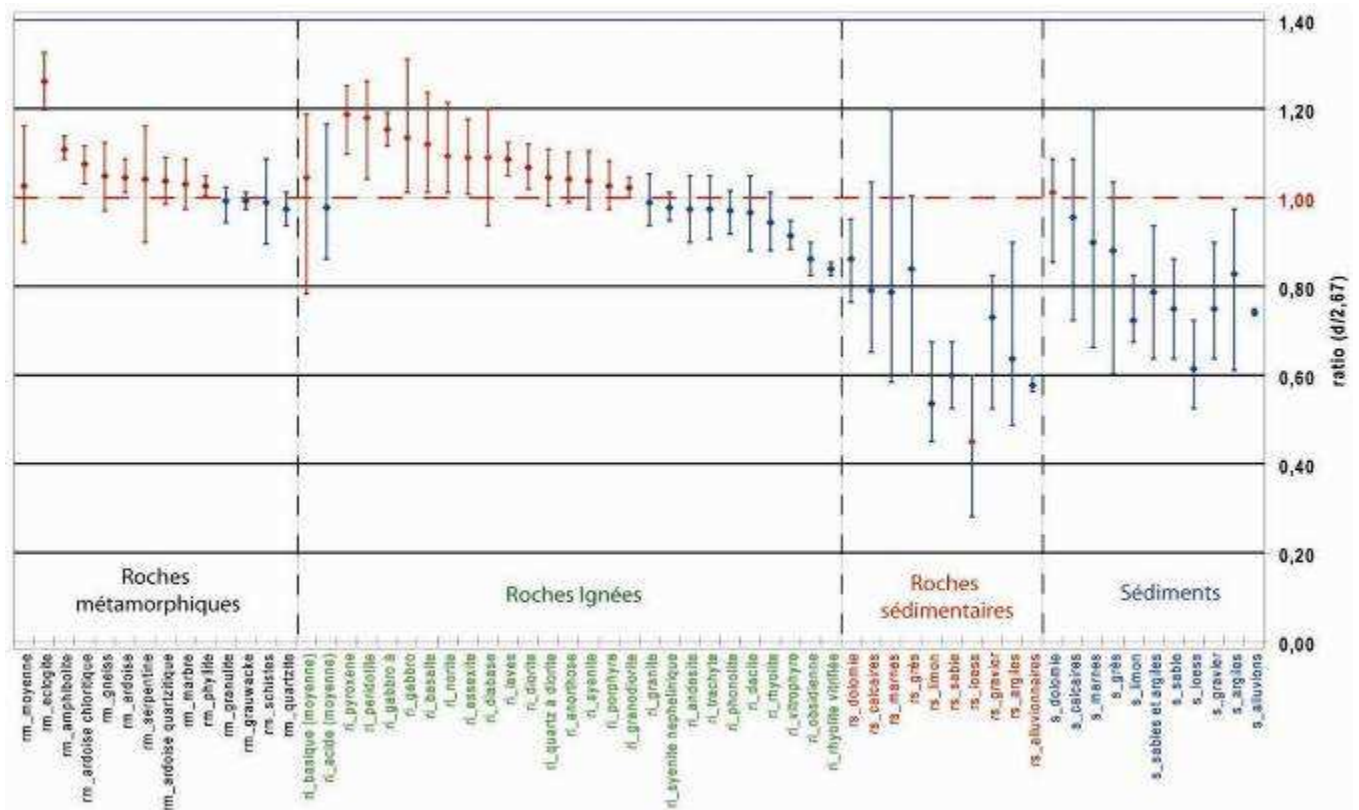


Figure 7.1 : Ratio des densités de roches, par rapport à la moyenne crustale = 2,67.

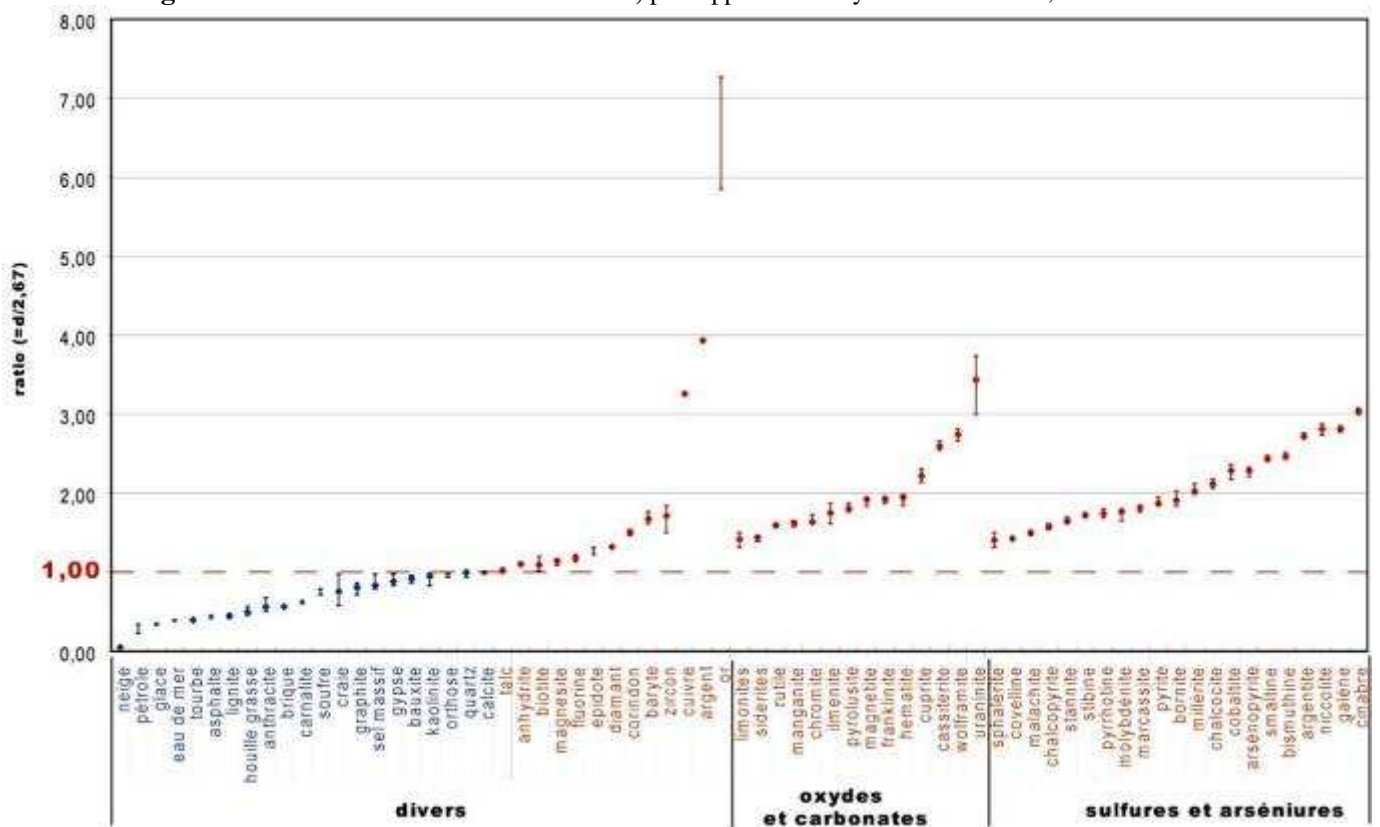


Figure 7.2 : Ratio de la densité des minéraux, par rapport à la valeur moyenne crustale = 2,67

7.2.2- Densité de la lithosphère

S'il est facile d'obtenir des valeurs de densité pour les minéraux et les roches, il est plus difficile de caractériser une valeur de densité représentative pour un ensemble lithosphérique. A l'échelle régionale, l'anomalie de Bouguer est souvent considérée comme la résultante d'un modèle de lithosphère à plusieurs couches dont les valeurs absolues varient selon les auteurs. Vanié et al. (2005) proposent les densités suivantes pour la lithosphère :

- (i) La partie superficielle de la croûte ou toit du socle est à une densité de 2,55.
- (ii) La discontinuité de Conrad à 15 km de profondeur sépare la croûte supérieure granitique (densité = 2,65) de la croûte inférieure granulitique (densité = 2,9).
- (iii) Le Moho situé à 30 – 70 km de profondeur sépare la croûte inférieure du manteau lithosphérique (densité = 3,25).

L'anomalie régionale se définit ainsi comme les effets de variation de topographie des différentes interfaces de ce modèle de lithosphère.

7.3- Traitement des données et interprétation géologiques préliminaires

7.3.1– Données gravimétriques du BGI (Bureau Gravimétrique International)

Les données gravimétriques utilisées dans cette étude ont été fournies par le B.G.I. Chaque point représente une anomalie de Bouguer. Dans le cadre de cette étude, j'ai analysé les $\frac{3}{4}$ sud de l'île, qui représentent 7070 points de levés (Fig. 7.3). On remarque sur cette figure que le socle de Madagascar est peu couvert dans sa partie Est, et que la répartition des données est hétérogène. Toutefois, il existe des coupes Est - Ouest avec une bonne distribution de mesures.

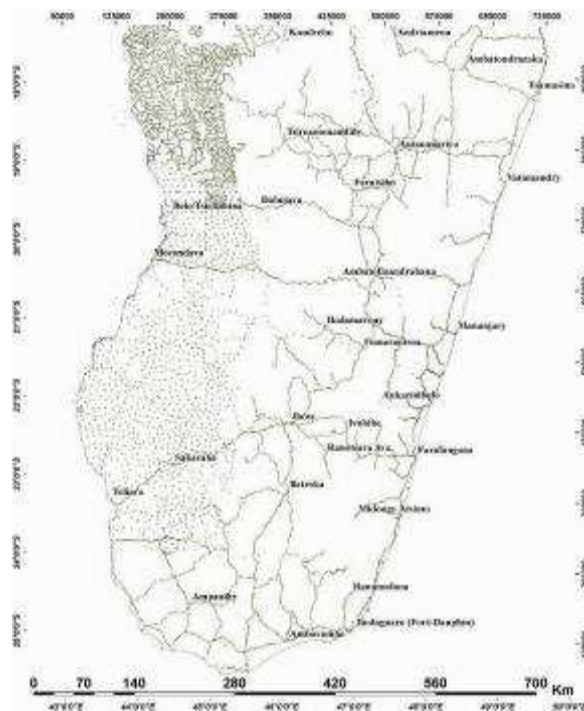


Figure 7.3: Localisation des points de mesures des anomalies de Bouguer

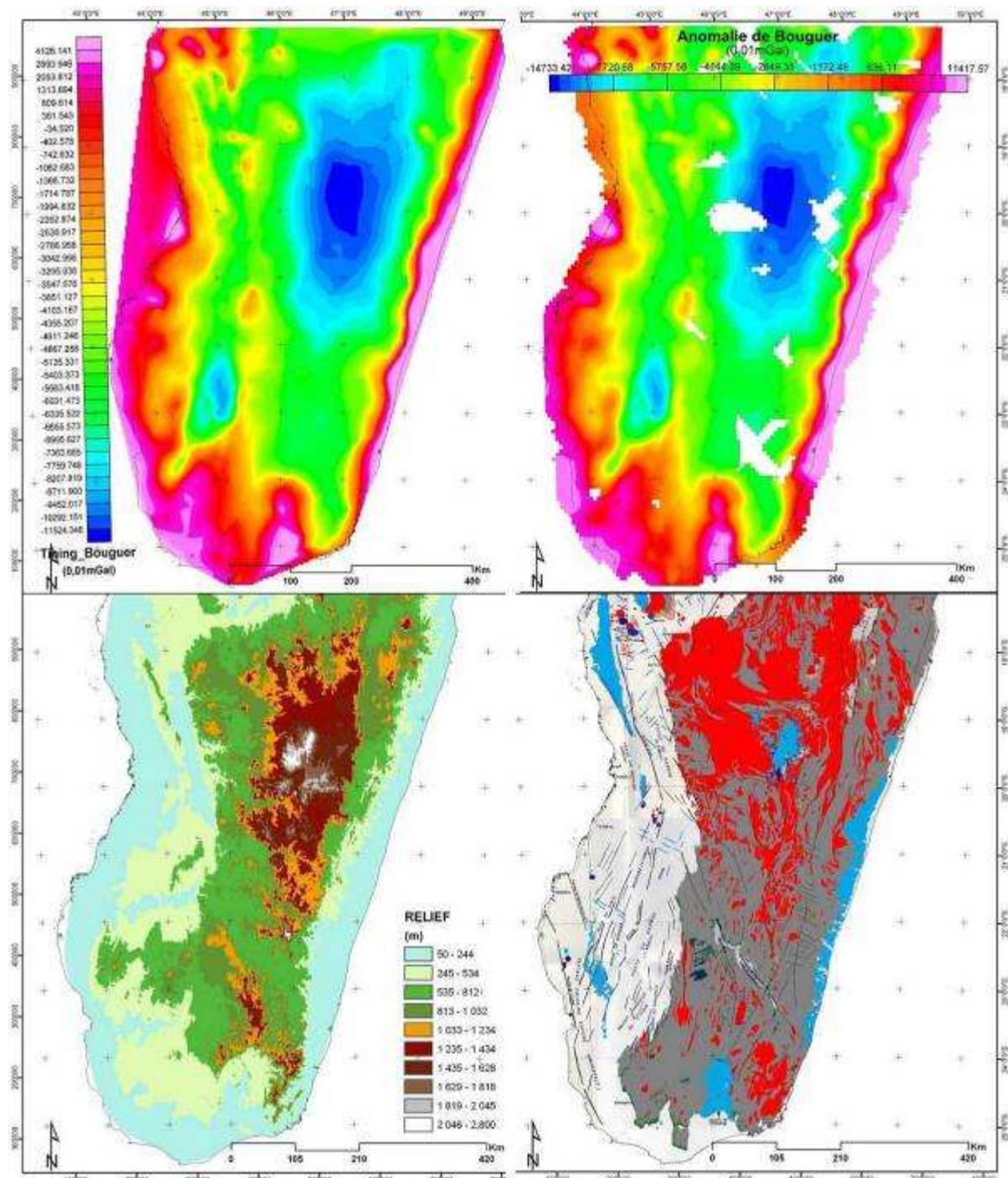
7.3.2- Interpolation des points, grille d'anomalie de Bouguer

La compilation des données acquises nécessite la détermination d'une méthode de qualification normalisée. Quelle que soit la méthode d'interpolation (modèle maillé régulier, krigeage, splines, triangulation...etc.), la difficulté d'intégration et de traitement de ces données réside essentiellement dans leur qualité et leur répartition spatiale, souvent peu homogène. Je cite ici les deux méthodes d'interpolation que j'ai utilisées.

(i) La méthode par triangulation irrégulière ou triangulation de Delaunay (TIN) utilise un réseau de triangles équilatéraux qui vont connecter les points du lot de données, (Fig. 7.4a). Cette méthode est aussi particulièrement efficace pour générer les Modèles Numériques de Terrain, à partir des courbes de niveau.

(ii) Le krigeage se distingue par ses caractéristiques d'estimation non-biaisée et par la faible valeur de la variance associée (Gratton, 2002; Chilès, 2004; Guillot, 2004; Bishop et al., 2006). De plus, c'est le modèle géostatistique le plus utilisé pour interpoler des données en sciences de l'environnement et de la terre (Bobbia, Mietlicki et al., 2000; Brochu et al., 2002; Baillargeon, 2005). C'est une méthode géostatistique qui permet l'estimation de valeurs locales en considérant l'organisation spatiale des variables étudiées. Elle peut générer des surfaces estimées à partir d'un échantillon de points géo-référencés ; et selon que l'on connaît ou non la moyenne du champ à estimer, on utilise le krigeage simple ou ordinaire. Dans notre cas, j'ai utilisé le krigeage ordinaire (Fig. 7.4b).

Il est également nécessaire de tenir compte de la résolution des grilles utilisées ; j'ai effectué l'interpolation sur une base de grille carrée régulière de 250 mètres. Sur les cartes de l'anomalie de Bouguer (Figs. 7.4a & 7.4b), on remarque une forte anomalie négative qui correspond à la limite du relief à partir de 244 m d'altitude (Fig. 7.4c), centrée sur les complexes volcaniques d'Ankaratra (Fig. 7.4d) et les plus hauts reliefs (> 2000 m). On voit bien sur celle-ci la mise en évidence du fossé du Karoo, identifié par une anomalie négative rondoïde en bleu (Fig. 7.4b, située à l'Est de Sakaraha, lat. 400000 m, long. 270000 m). Des forages indiquent que l'épaisseur des sédiments dans le fossé du Karoo atteint 8 km d'épaisseur minimum par endroits (Hottin, 1976). On observe également une forte anomalie positive linéaire de 30 - 50 km de large (longitude 300 000 m).



Figures 7.4 : En haut Méthodes d'interpolation des données de Bouguer Sud de Madagascar : (a) : à gauche : méthode de Triangulation Irrégulière (TIN), (b) à droite, interpolation par Krigage. En bas : (c) à gauche, modèle numérique de terrain (§6), (d) à droite, carte géologique synthétique et simplifiée de Madagascar (Bésairie, 1970). En blanc les ensembles sédimentaires, en gris le socle protérozoïque, en rouge les granites, en bleu les ensembles volcaniques.

7.3.3- Anomalie régionale et anomalie résiduelle

Il y a deux façons de traiter le signal de l'anomalie de Bouguer :

- (i) par filtre passe haut qui met en évidence les variations à hautes fréquences (échelles locale, anomalie résiduelle, échelle du gisement).

(ii) et par filtre passe bas qui met en évidence les variations à basses fréquences (échelle régionale, échelle de l'asthénosphère par exemple).

On obtient ainsi la résiduelle (Fig. 7.5b) en soustrayant cette régionale filtrée à 400 km de longueur d'onde (Pili, 1997 ; Fig. 7.5a), des valeurs de l'anomalie de Bouguer (Fig. 7.4b). Pour ce faire, j'ai utilisé le logiciel Oasis Montaj 6.4, extension « magmap filtering ».

L'anomalie régionale (Fig. 7.5a) et la carte du relief (Fig. 7.4c) montrent que les zones à fort relief sont encore systématiquement associées à une anomalie négative. On doit donc en conclure qu'il existe un défaut de masse sous ces hauts-plateaux qui peut être lié à une remontée asthénosphérique. Les anomalies positives sur les bordures de l'île correspondent à l'amincissement crustal et le passage à la croûte océanique. Je remarque dans la partie Sud - Est une limite N 160° (entre le violet et le rouge, niveau 0 mgal, qui coïncide avec la faille de Befandriana, Fig. 7.4d).

La figure 7.5b représente la carte de l'anomalie résiduelle. Elle permet d'identifier nettement la limite des ensembles sédimentaires de la région Ouest (Observer la limite du saut négatif de l'anomalie sur la figure 7.5b et la comparer aux limites des ensembles blancs sur la figure 7.4d). On remarque que le fossé du Karoo est visiblement plus développé que sur les cartes préexistantes (Hottin, 1976). Il s'observe très nettement sur un alignement d'anomalie négative (bleu) de direction N 25°.

On observe également que le complexe granitique anosyen (Partie Sud – Est) présente une anomalie résiduelle caractéristique très négative ($< 20\text{mGal}$), ainsi que les migmatites et granitoïdes archéens de la région Est de l'île (Hottin, 1976). Ces lithologies correspondent à l'ensemble bleu (aligné N 25°) qui part du Sud de l'île (lat. 400000, long. 100000) et qui se prolonge jusqu'au Nord

Le volcanisme néogène est caractérisé par des anomalies négatives (exemple de la partie centrale de l'Ankaratra), et le volcanisme crétacé est associé à des anomalies positives (le volcanisme de l'Androy au Sud, les épanchements basaltiques de la côte Est). D'autres ensembles de même nature gravimétrique (points rouges isolés) que les ensembles volcaniques d'âge crétacé sont identifiés sur les côtes Ouest de l'île. Ce sont de probables plutons (Fig. 7.14 ; Reeves, 1999 ; Yardimicilar et al., 1998).

Toujours de même nature gravimétrique (les plus élevées en rouge), des anomalies de forme linéaire sont orientées N 10° au centre Sud de l'île (depuis le point : lat. 250000 m, long. 250000 m jusqu'au point : lat. 600000 m, long. 350000 m). Ces anomalies coïncident aux ZC majeures d'Ampanihy et Beraketa, et seraient le lieu de remontée mantellique lithosphérique (Pili, 1997 ; Pili et al, 1997a ; Pili et al, 1997b).

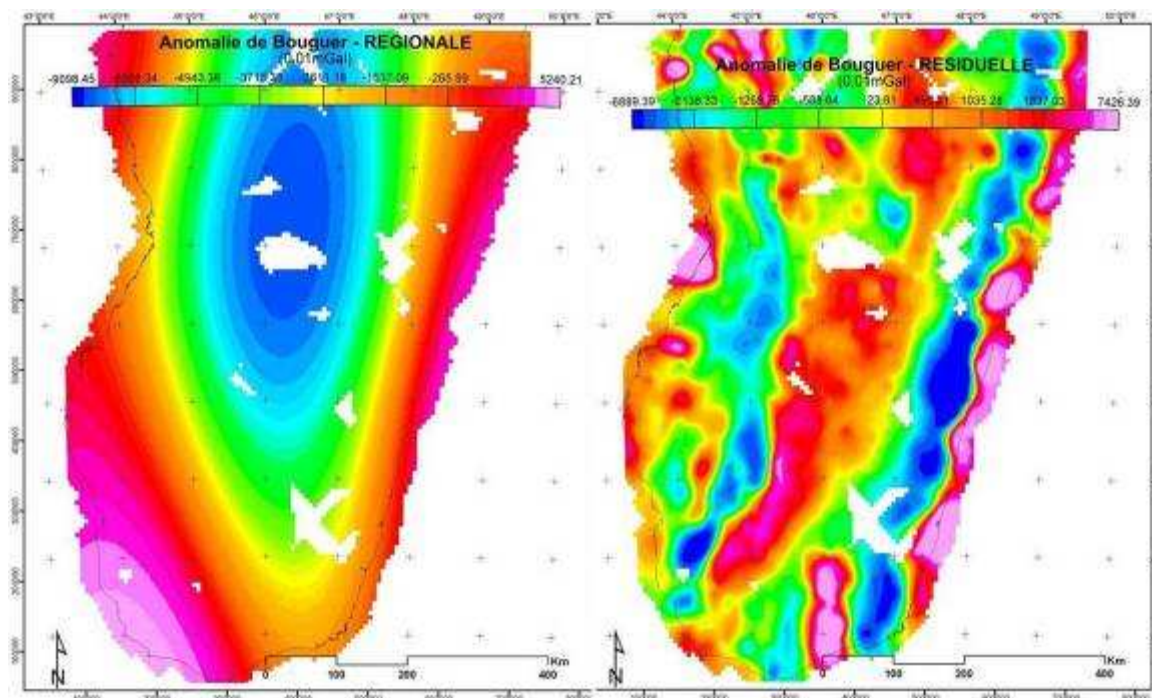


Figure 7.5 : (a) en haut à gauche, **carte gravimétrique de l'anomalie régionale** ; (b) en bas à droite **carte gravimétrique de l'anomalie résiduelle**. Sur l'image (a) on voit bien le fossé du Karoo associé à une anomalie négative (l'épaisseur de sédiment est de 8 km par endroits). On identifie également la limite des roches sédimentaires du bassin de Morondava, la position du volcanisme récent (néogène associé à des anomalies négatives, crétacé associé à des anomalies positives, ex : massif de l'Androy à l'extrême Sud, au Nord d'Ambovobe).

7.3.4- Projection horizontale de l'anomalie résiduelle

Un champ gravifique sur un point M (Fig. 7.6), possède deux composantes : la verticale et l'horizontale.

En gravimétrie, le gradient horizontal est la projection sur un plan horizontal, sur un géoïde de référence (le WGS84), de ce champ résiduel. Il est représentatif de la variation de la densité des roches vers la surface (gamme de la centaine de mètre). Ce gradient horizontal varie d'une direction à une autre. Sa valeur est donnée par l'angle complémentaire que fait le vecteur champ, par rapport au méridien d'origine du géoïde. Il est ainsi notable que le méridien d'origine est parallèle à l'axe OY (Fig. 7.6). La direction du gradient horizontale de l'anomalie résiduelle se caractérise ainsi par l'angle qu'il fait par rapport à l'axe OX (Fig ; 7.6).

Pour pouvoir extraire proprement les informations géologiques, cette direction est choisie perpendiculairement à la direction principale des grandes structures observées sur la zone à étudier. Pour le cas du Sud de Madagascar, les structures sont principalement d'axe Nord - Sud. J'ai alors utilisé un angle de gradient horizontal nul, soit d'un angle perpendiculaire au méridien d'origine, (les champs de direction sont donc parallèles à l'axe OX, Fig. 7.6).

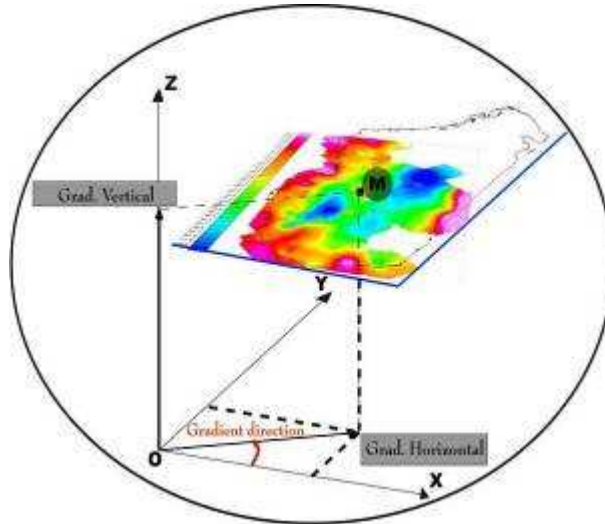


Figure 7.6 : les composantes horizontale et verticale du champ gravifique au point M.
OY correspond à un axe parallèle au méridien origine du système de référence WGS 84.

La figure 7.7 montre une forte modification de l'image et l'efficacité du traitement (comparer avec l'anomalie résiduelle source fig. 7.5b). Cette carte de projection horizontale met en évidence de forts contrastes de couleur qui soulignent des ensembles (domaines homogènes en couleur) et des anomalies locales linéaires.

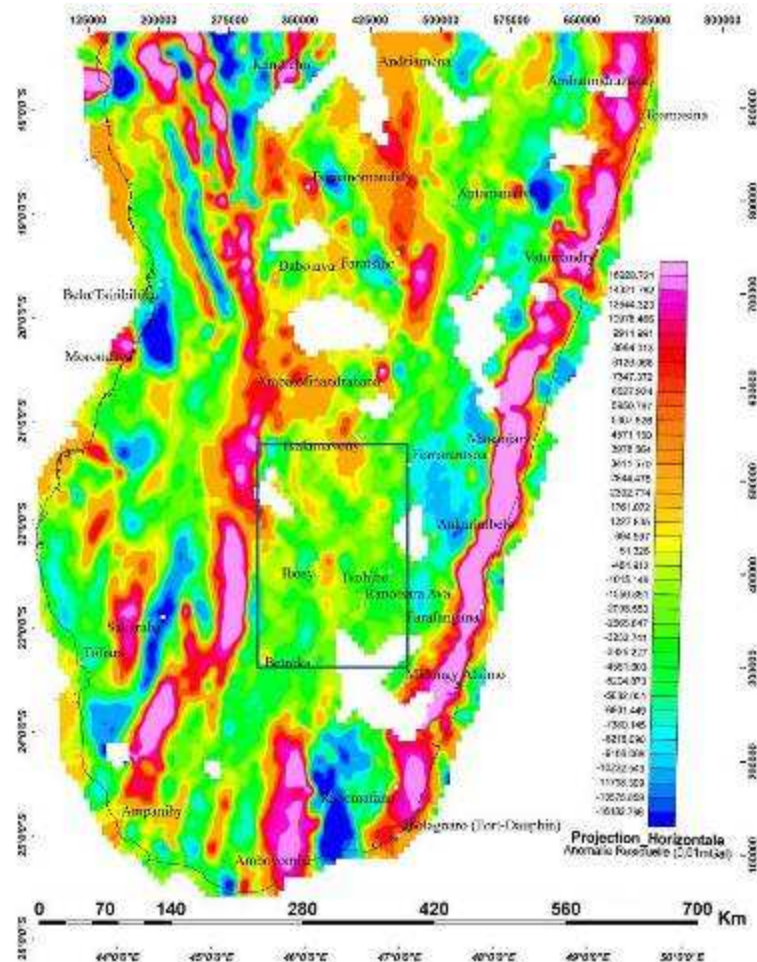
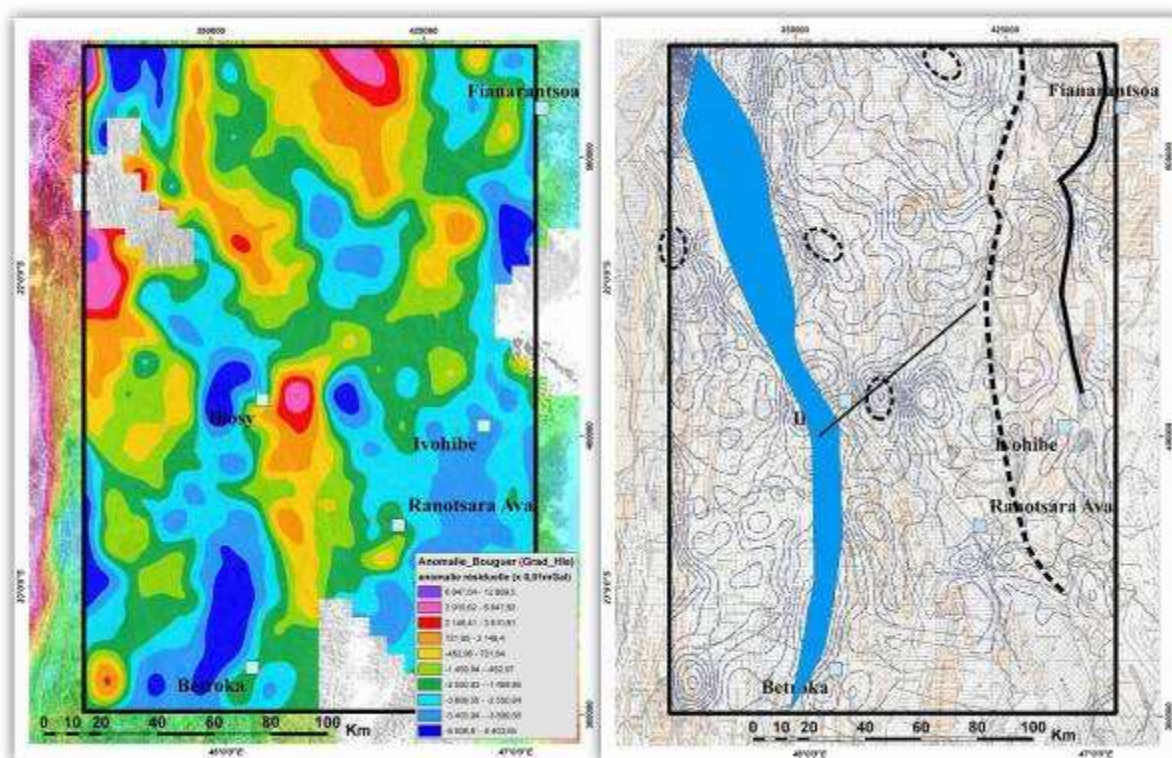


Figure 7.7 : Carte de la projection horizontale du champ résiduel (variation de densité des roches en surface). Notez la mise en évidence de structures linéaires locales (ex : Sud-Est d'Ihosa jusqu'à Betroka,). Le rectangle délimite la figure 7.8.

7.3.4.1- Analyse spatiale des classes de la projection horizontale de l'anomalie résiduelle

Pour approfondir la caractérisation de la densité des roches, il est possible d'effectuer une analyse et une classification spatiale des données gravimétriques. Sur la figure 7.8a (région centrée autour d'Ihoso), j'ai séparé les ensembles d'anomalies positives des anomalies négatives, puis j'ai organisé les données en dix classes.

En comparant la figure obtenue avec la carte géologique au 1/500 000 de Bésairie (1970), on remarque que la région Est (Fianarantsoa, Ivohibe, Ranotsara-ava) est principalement d'anomalie négative ; elle ne correspond pas à la limite de l'unité d'Antananarivo (Fig. 3.6b, partie A) décrite par PGRM (2008). Par contre elle correspond à la limite d'apparition sur le terrain des syénites et granites Andritiens (Fig. 7.8b). On voit des anomalies positives globalement Nord- Sud qui coïncident avec les métasédiments très alumineux (à 7 phases Nicollet, 1988). Au contraire, les roches quartzo-feldspathiques peu alumineuses présentent des anomalies négatives (vert). Il y a également un fort contraste de densité de forme annulaire visible à l'est d'Ihoso (passage de $-800 \times 0,01$ mgal à $400 \times 0,01$ mgal) ainsi que quelques autres ensembles annulaires isolés (Fig. 7.8). Sur le terrain nous n'avons pu identifier la lithologie correspondante car cette zone est recouverte de sédiments quaternaires.



Figures 7.8 : (a) à gauche, **classification spatiale des données gravimétriques.** (b) à droite, **contour des anomalies gravimétriques avec en fond la carte géologique de Bésairie (1970).** Cette figure est localisée sur la figure 7.7. En bleu les ensembles de métasédiments alumineux à sept phases (Nicollet, 1988), en trait noir épais la limite Est d'apparition des granites Andringitrien, en pointillé la limite des unités Ikalamavony, Antananarivo (Fig. 3.6 partie A). Train noir fin N 50° : faille. Les ensembles annulaires de corps magmatiques potentiels sont soulignés par les ellipses en pointillés.

On remarque également que l'alignement dit « zone de cisaillement de Bongolava – Ranotsara » n'est associé à aucune anomalie. Par contre il existe des anomalies localisées (centrées sur Ihosy, orientée N 160°, Fig. 7.8a) compatibles avec l'orientation des grabens. Une autre discontinuité plus visible est centrée sur Ihosy de direction N 50° qui pourrait correspondre à une faille majeure.

7.3.4.2- Effet de relief du gradient horizontal

La figure 7.9a est le résultat d'une classification automatique, par effet de relief, de la projection horizontale du champ résiduel. Les ensembles homogènes sortis par classification sont en continuité Nord-Sud (exemple du trait en pointillé, limite Est d'apparition des ensembles Andritiens, Fig. 7.9a).

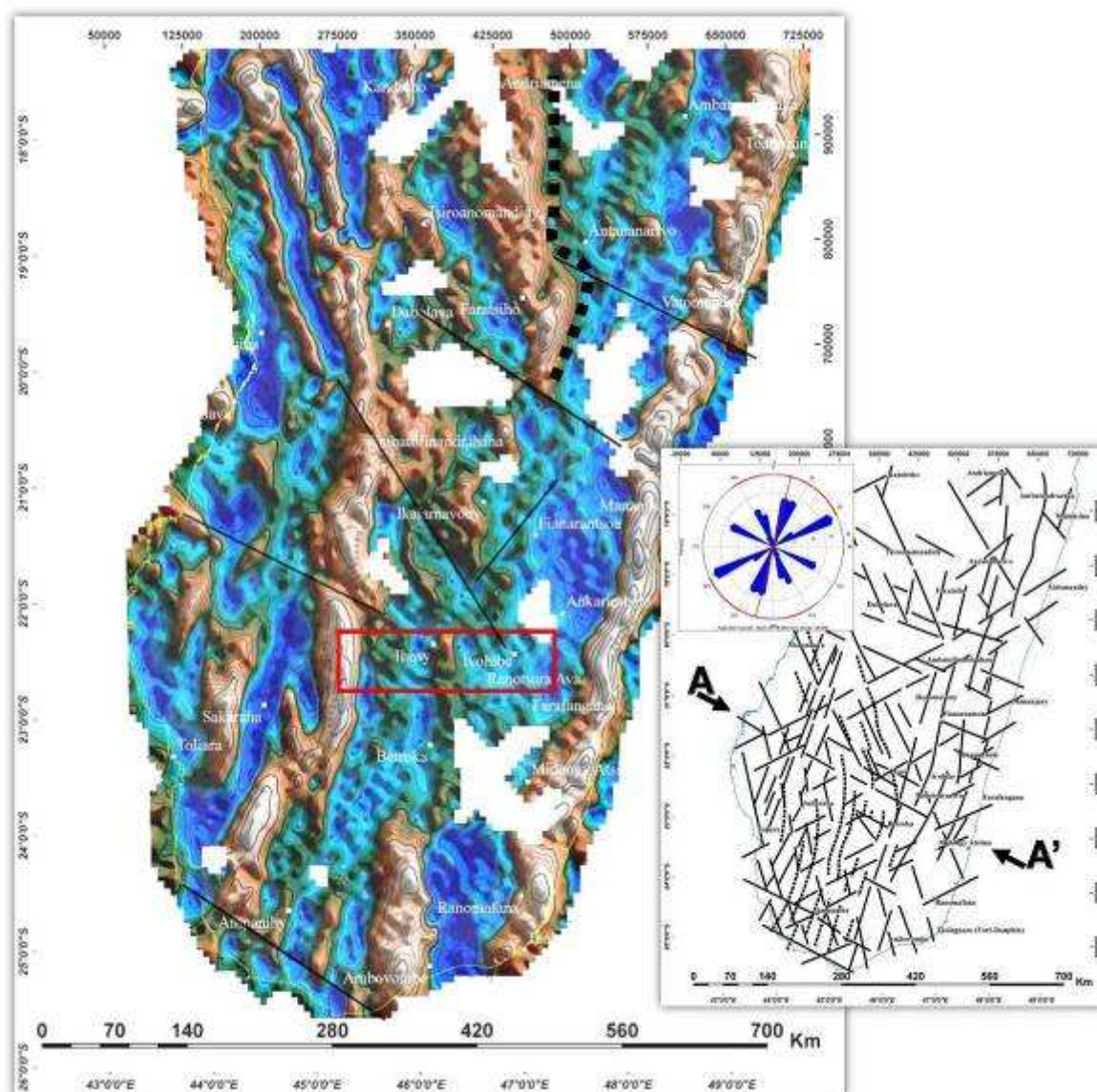


Figure 7.9 : (a) A droite, **projection horizontale de l'anomalie de Bouguer** affichée en mode relief et classification par palier des données (en tirée épais, limite d'ensemble homogène ; en trait plein, anomalie linéaire ; le cadre rouge localise les figures 7.10 et 7.11); (b) à gauche, **carte interprétative** des directions des anomalies linéaires principales (traits pleins : structures fragiles supposées, tiretés structures ductiles supposées). En rose des directions des structures fragiles (traits pleins).

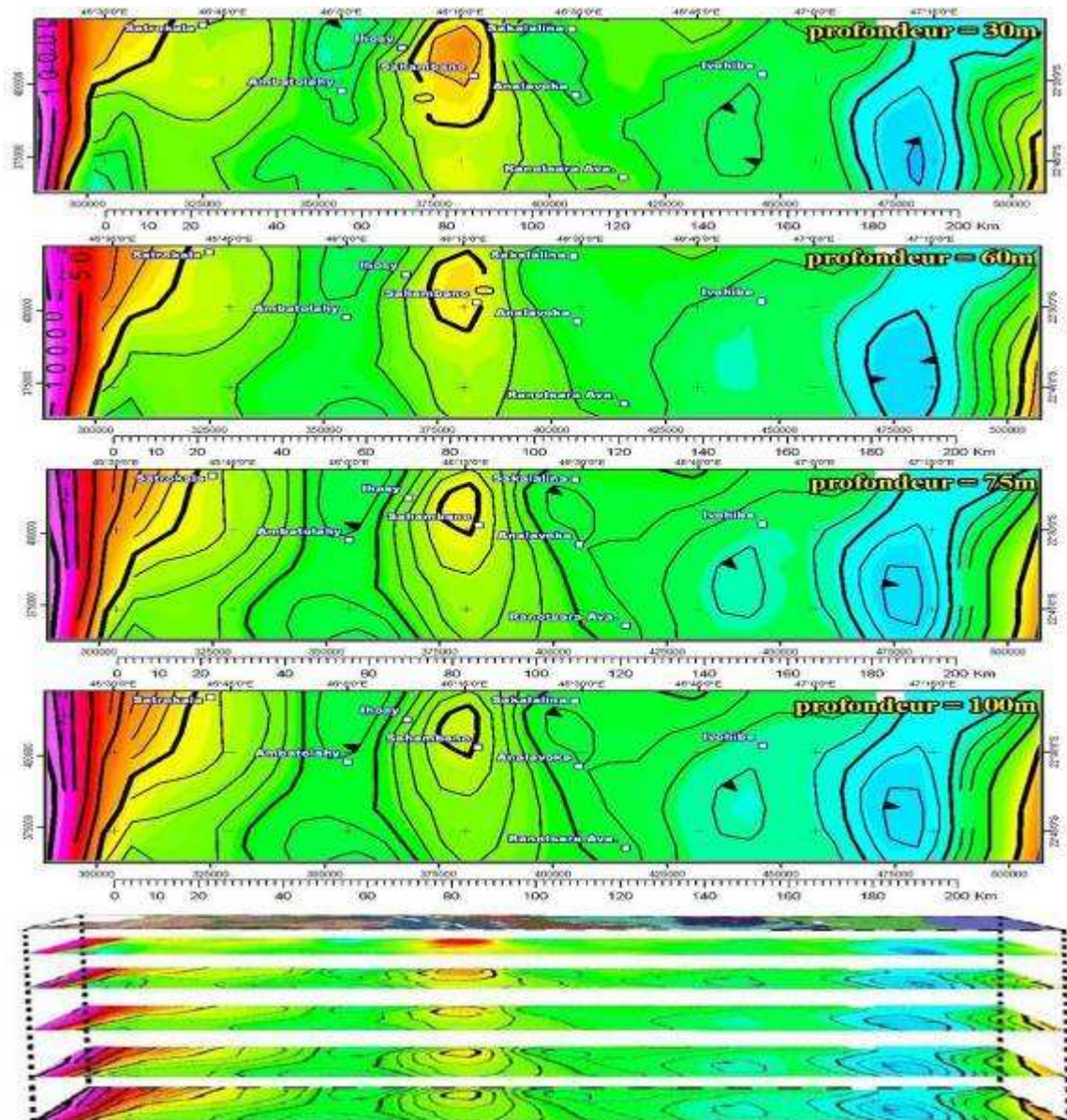
En plus des directions dominantes N 0°, on identifie plusieurs familles de linéaments orientés: N 15°- 20°, N 65°, N 115°, et N 155° - 160° (Fig. 7.8b). Les directions N 15°- 20° sont compatibles avec la direction des zones de cisaillement lithosphériques comme celles d'Ejeda et d'Ampanihy. La direction N 65° est compatible avec les faisceaux de failles récentes (liées à l'activité sismique Fig. 4.8, §4.2.3, partie A). Les directions N 115° correspondent aux failles (vallées incisées), elles prédominent en amont de l'axe A-A' (Fig. 7.8b). Dans la partie septentrionale, cette direction n'est apparente que dans la région d'Ampanihy. Les directions N 155° - 160° sont compatibles avec des structures fragiles associées aux grabens.

7.3.4.3- Rehaussement vers le haut et profondeur du signal

Nous avons vu que la projection horizontale de l'anomalie résiduelle de Bouguer met en évidence des variations de densité de surface et souligne les structures géologiques. Le champ gravimétrique au dessus d'un contact vertical, qui met en présence des roches de densité différentes, est matérialisé par un décalage des valeurs de densité. Le point d'inflexion se trouve à l'aplomb de ce contact vertical. Il est alors possible, avec un filtre dit de rehaussement vers le haut (upward continuation), de déterminer le sens du pendage de tels contacts, en faisant l'hypothèse d'une surface plane entre deux unités homogènes (Archibald et al., 1999; Everaerts et al., 2001; Masson et al., 2002; Jaffal et al., 2003; Boschetti, 2005; Gabtni, 2005; Vanié et al., 2005; Chennouf et al., 2007; Mickus et al., 2007).

Ainsi, pour déterminer le sens du pendage des structures dans la région d'Ihosy, (localisation Fig. 7.9a), j'ai appliqué un rehaussement vers le haut du gradient horizontal des anomalies de Bouguer à différentes altitudes, par étape de 30 – 60 – 75 et 100 mètres (Fig. 7.10). A chaque « profondeur », les maxima du gradient ont été localisés.

En principe, les niveaux les plus élevés correspondent aux contacts les plus profonds. Si les structures sont verticales, tous les maxima se superposent. En revanche, le déplacement des maxima avec le prolongement vers le haut indique le sens du pendage.



Figures 7.10 : (a) en haut, **cartes de profondeur gravimétrique pour un rehaussement successif vers le haut** de 30 m, 60m, 75m et 100m (région Ithosy). Les triangles noirs indiquent la direction de décroissance de valeur (valeur en 10^{-2} mGal). (b) en bas, **bloc diagramme 3D** : mêmes figures placées sur une verticale, l'échelle des hauteurs est de 100 m, la largeur est de 200 km.

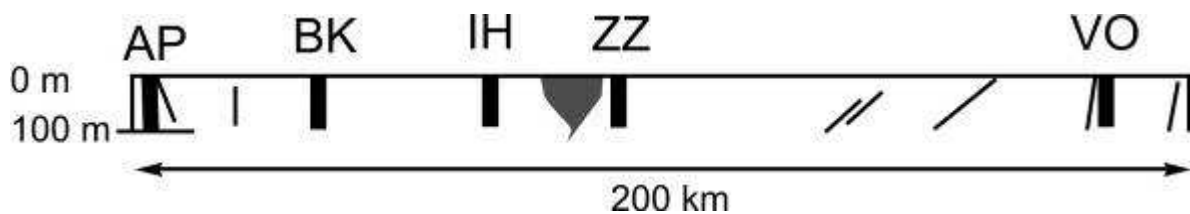


Figure 7.11 : Coupe verticale par interprétation des données gravimétriques par rehaussement vers le haut. AP : ZC d'Ampanihy ; BK : ZC de Beraketa ; IH : ZC d'Ithosy ; ZZ : ZC de zazafofotsy ; VO : ZC de Vondrozo. On met en évidence deux types de structures des zones à fort pendages et qui correspondent au ZC majeures, d'autres domaines avec de plus faible pendage (prendre en compte l'échelle des hauteurs). L'anomalie centrée sur Ithosy pourrait correspondre à un corps magmatique.

La figure 7.11 ci-dessus est l'interprétation possible des observations suivantes :

(i) Il existe des lignes maxima qui ne se déplacent pas. elles sont donc potentiellement subverticales et sont compatibles en surface avec la position des Zones de cisaillement.

(ii) D'autres lignes se déplacent ; et compte tenu de l'échelle, ces lignes seraient peu pentées (c'est certainement le cas des sédiments situés à l'extrême Ouest et du domaine situé sous Ivohibe qui, sur le terrain, correspond effectivement à des structures planaires.

(iii) Enfin il existe un objet de forme elliptique d'une dizaine de kilomètres proche d'Ihosy, cohérent avec un corps intrusif qui se prolongerait en profondeur.

7.3.5- Composante verticale (dérivée première) de l'anomalie résiduelle

Dans l'analyse d'une grille d'image, on considère qu'un point est représenté par un pixel. Sur une image à niveaux de gris (l'intensité variant de 0 à 255), les dérivées sont donc des grilles où les tons sont constants avec des discontinuités qui se présentent en rampes croissantes et décroissantes. Ces dernières décrivent des bruits, des points, ou des contours (edges).

Sur une image de données numériques (données gravimétriques, ou aéromagnétiques, ou bandes spectrales), l'analyse des fonctions dérivées se comprend dans l'exemple qui suit. Soit une grille de ligne AB, (Fig. 7.12) : un modèle synthétique, représentatif de valeurs ; elle se structure principalement (de gauche à droite) :

- (i) de valeurs décroissantes pentées,
- (ii) d'un pic d'anomalie isolé,
- (iii) d'un segment plat,
- (iv) d'une anomalie ponctuelle de faible intensité,
- (v) et de valeurs croissantes en forme de gradin.

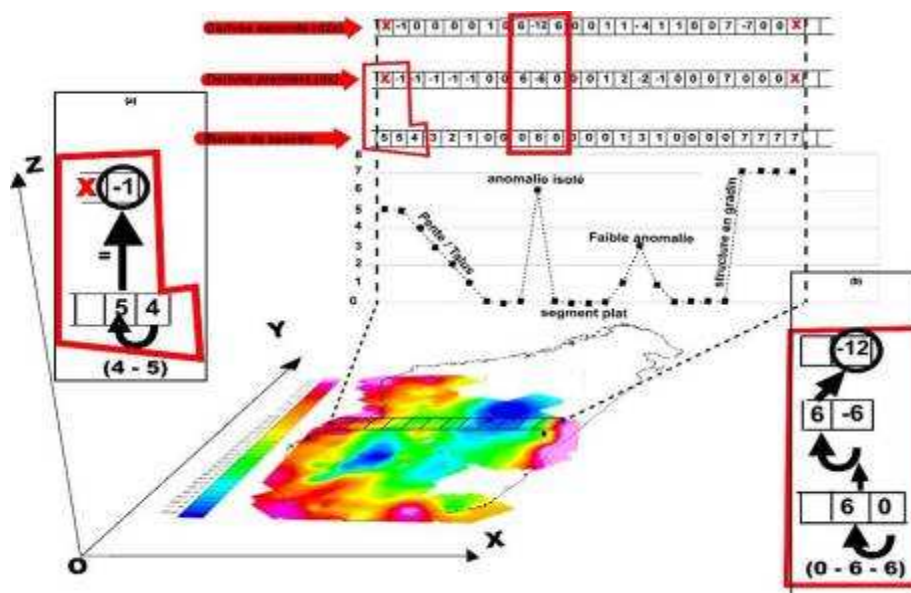


Figure 7.12 : Illustration des fonctions dérivées (première et seconde), d'une ligne de grille de Données. (a) Mode de calcul de la grille dérivée première ; (b) : calcul des valeurs de la grille dérivée seconde.

Ainsi, la dérivée première de cette grille se calcule entre deux (2) pixels consécutifs, (Fig. 4.11a), et elle est défini par la formule :

$$\frac{\partial f}{\partial x} = f(x+1) - f(x)$$

Elle correspond approximativement à une autre grille qui est la tangente aux pixels de la grille source, (Fig. 7.13).

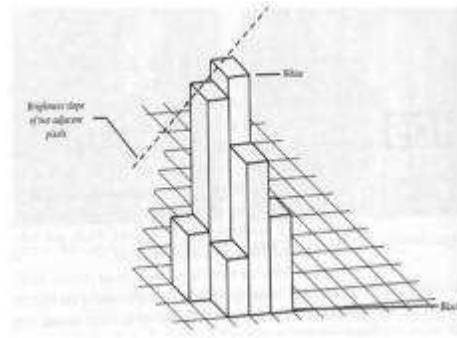


Figure 7.13 : Représentation schématique de la fonction tangente (la dérivée), au sein d'un modèle de grille de valeur.

La dérivée seconde est alors une deuxième grille qui compare trois pixels (Fig. 7.11b), et sa valeur se définit par la formule :

$$\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} = f(x+1) + f(x-1) - 2f(x)$$

A la carte de l'anomalie résiduelle, il est donc possible d'appliquer une ou plusieurs dérivées qui mettent en exergue les fortes variations latérales de densité. La figure 7.14 ci-dessous est le résultat d'une dérivée première (suivant l'axe de profondeur z) de cette grille d'anomalie résiduelle. C'est la composante verticale de l'anomalie résiduelle.

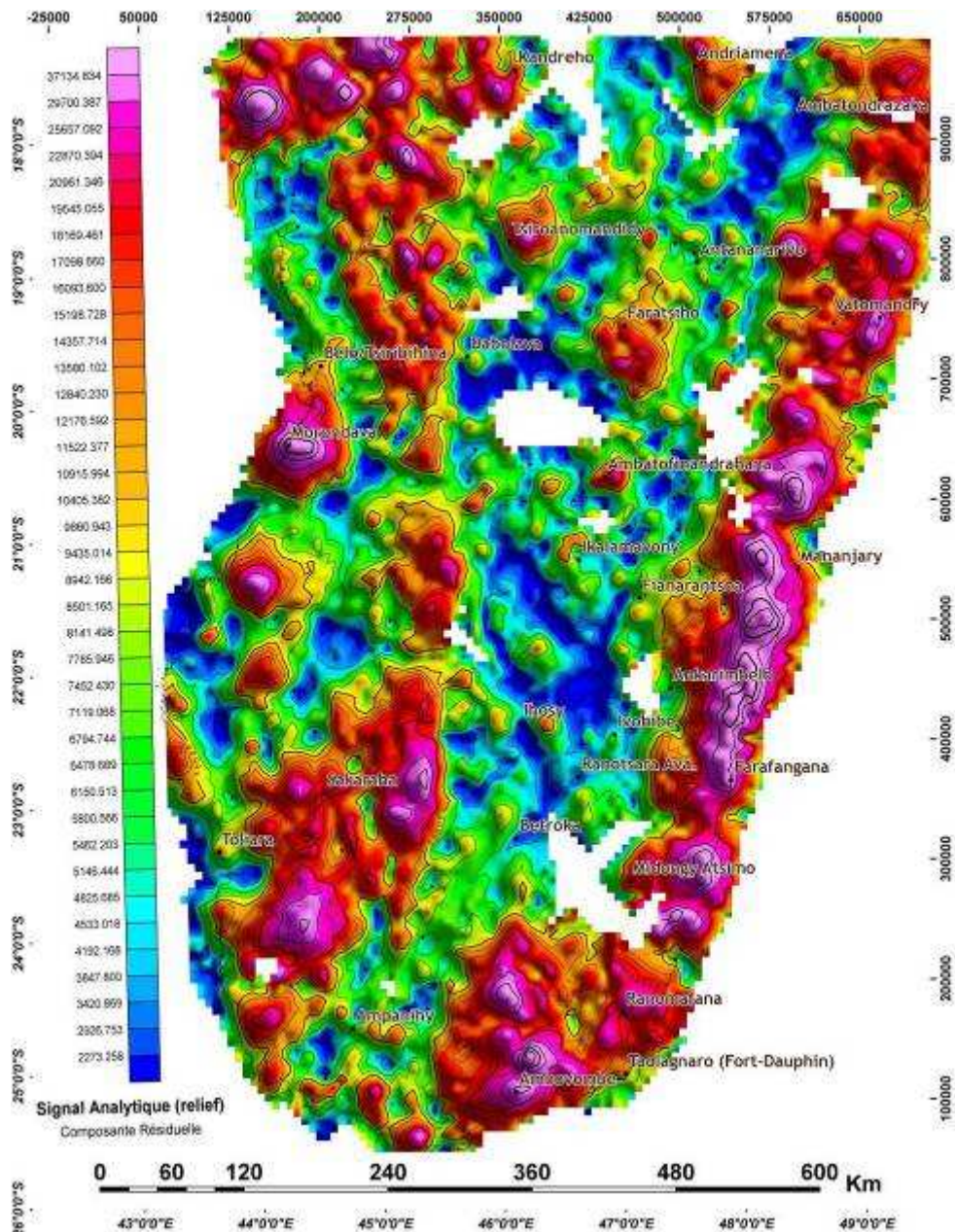
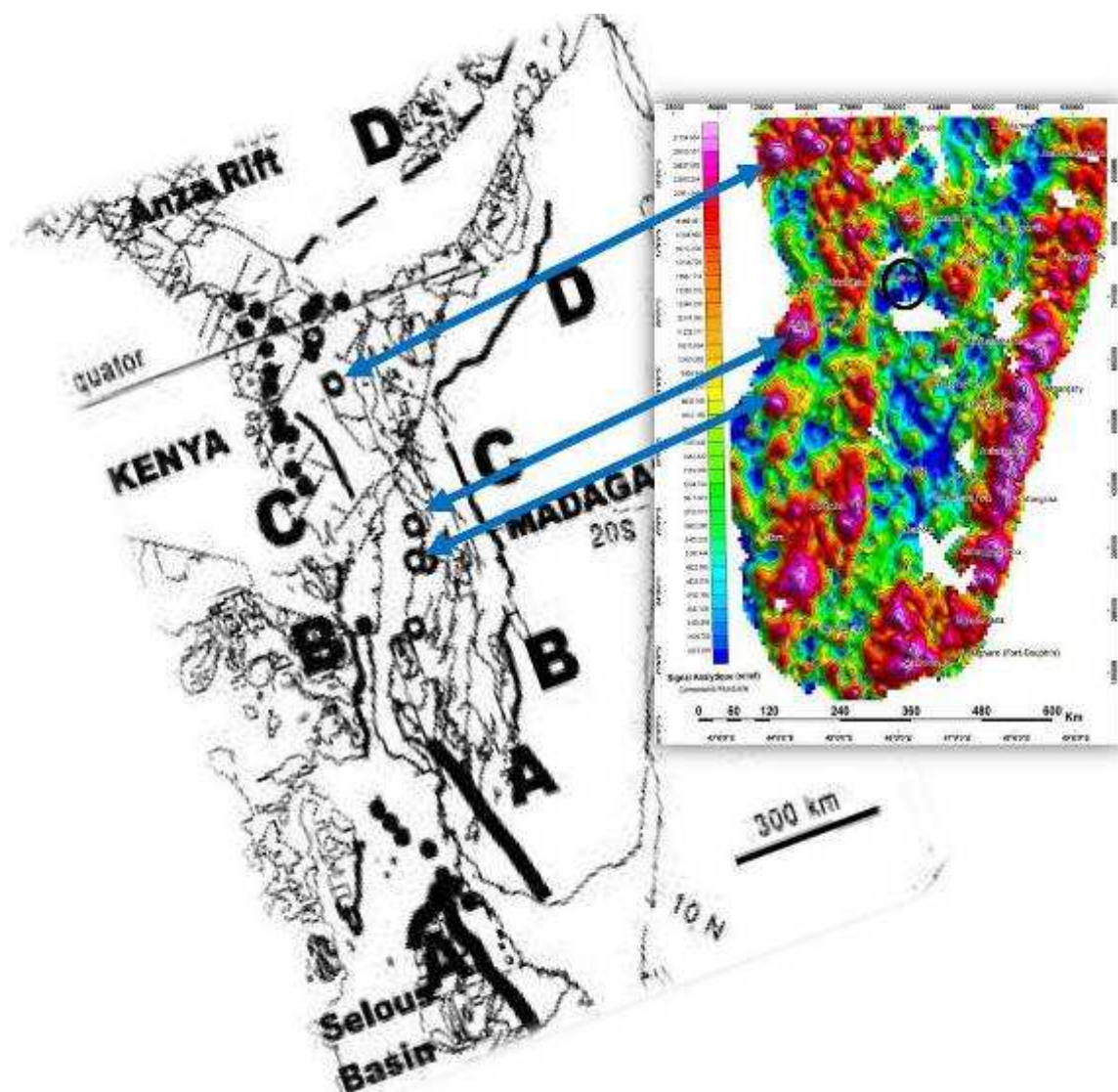


Figure 7.14 : Composante verticale de l'anomalie résiduelle (carte de la dérivée première suivant la profondeur z). Le gisement d'or de Dabolava est situé proche de la ville du même nom (latitude 717000 m, longitude 321000 m).

On met en évidence par ce traitement plusieurs fortes anomalies gravimétriques ponctuelles de forme annulaires (comparer à la Fig. 7.5a). De ces anomalies locales, certaines correspondent à des épanchements volcaniques (Fig. 7.15). On discerne également, très localisés au sein des bassins sédimentaires phanérozoïques, des pics de valeurs de forme annulaire qui correspondent à de probables plutons (Reeves, 1999 ; Yardimicilar et al., 1998). Le reste des points de forte anomalies ponctuelles (Fig. 7.14) pourraient être alors d'autres ensembles magmatiques non cartographiés de types dykes, pipes, ou necks.

A noter qu'il existe un alignement de ces points sur l'axe Ampanihy – Ambovombe (N 115°) compatible avec les alignements de necks existant dans le Sud - Ouest de l'île qui ont été cartographiés par Boulanger (1957).

Aussi, j'ai remarqué une correspondance entre la zone du gisement de Dabolava (cercle noir, Figs. 7.15, 7.16b) et une anomalie positive forte en ce point. Dabolava est actuellement connu comme un des plus grands gisements d'or de Madagascar, avec un taux de production pouvant atteindre les 45,48 g / t d'Or, (PAM, 2007 ; Rakotoarimanana, 2001). L'association des minéralisations en Or ($15,6 < \text{densité} < 19,4$) et des roches magmatiques basiques (basalte de densité $\sim 2,99$ et diorite de densité $\sim 2,85$) est caractéristique d'un signal gravimétrique positif.



Figures 7.15 : (a) à gauche, **reconstitution paléogéographique de Madagascar et de l'Afrique de l'Est à 168 Ma** (Yardimcilar, 1998). Les points noirs correspondent aux plutons, enfouis sous des sédiments, cartographiés en Tanzanie et Kenya à partir des données aéromagnétiques ; les points blancs correspondent à ceux identifiés dans le bassin phanérozoïque du Sud Ouest de Madagascar ; (b) à droite, **carte de la dérivée première de la carte résiduelle** (Fig. 7.15). Le gisement d'or de Dabolava est situé dans le cercle noir (lat:717000 m, long : 321000 m).

7.4- Conclusions intermédiaires

- (i) Le signal gravimétrique souligne les grands bassins sédimentaires du Sud - Ouest de Madagascar (fossé du Karoo de 8 km d'épaisseur), le volcanisme du néogène (anomalie négative), et le volcanisme du crétacé (anomalie positive). Nos traitements permettent de préciser la géométrie du fossé du Karoo (prolongement vers le Nord).
- (ii) Il existe une forte dominance à l'échelle régionale des linéaments Nord-Sud compatibles avec les zones de cisaillement ductile et le caractère lithosphérique de ces structures.
- (iii) Des anomalies linéaires localisées (des fractures) sont identifiables dans les directions, N 50°, N 65°, N 115°, N 155°- 160°. Les directions N 50° - 65° correspondent aux failles néogènes et actuelles, les directions N 115° correspondent aux vallées incisées, et enfin les directions N 155°-160° sont compatibles avec les grabens identifiés précédemment.
- (iv) Le gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer permet de cartographier des ensembles lithologiques comme la limite Est des massifs syénitiques et granitiques Andritiens. Il en est de même des métasédiments alumineux à 7 phases.
- (v) L'étude de la profondeur gravimétrique par rehaussement vers le haut permet la caractérisation en 3D des structures jusqu'à la centaine de mètres de profondeur. Nous mettons en évidence les forts pendages des structures dans les ZC majeures.
- (vi) Nous identifions des anomalies locales verticales qui sont soit localisées (compatibles avec la présence de plutons, éventuellement de pipes et necks ; par exemple sous les sédiments quaternaires proches d'Ihosy), soit orientées N 115° (compatibles avec la présence de dykes). Il est même possible de localiser le gisement d'or de Dabolava.

8- Analyse des données radiométriques

Les variations du signal spectrométrique intègrent les propriétés radiométriques des roches sur environ 30 cm de profondeur. Des données de spectrométrie aéroportée sont disponibles sur Madagascar depuis 1964 (Bazot, 1976). Bésairie (1970) a également utilisé ces données pour caractériser les prolongations géométriques des couches géologiques et établir les cartes à l'échelle 1/1 000 000.

Je me suis particulièrement intéressé aux données récentes acquises en 2005 (annexe 6).

8.1- Données de spectrométrie gamma

Il existe quatre types de désintégrations radioactives : l'émission d'un électron, la capture électronique, l'émission d'un noyau d' He^4 , et la transformation du noyau d'un atome radioactif qui va vers un état stable. Lors d'une désintégration, il y a émission d'un ou plusieurs types de rayonnements: alpha, bêta, gamma.

Grâce à un spectromètre gamma, il est possible d'estimer l'énergie des photons gamma émis à la surface de la terre, ainsi que leur activité. Un spectre gamma est un histogramme du nombre de photons détectés en fonction de leur énergie. La figure 8.1 représente un spectre type d'énergie de rayonnement gamma sur un intervalle de 0 à 3 MeV (Minty et al. 1997).

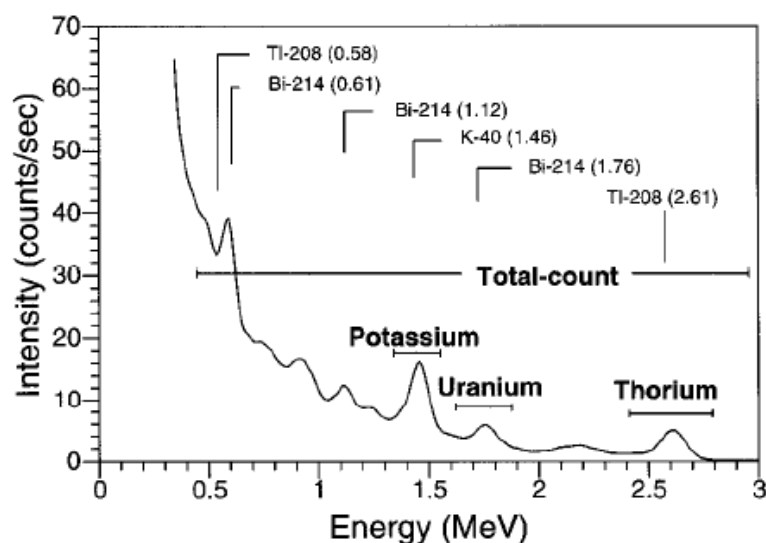


Figure 8.1 : Spectre type d'énergie de rayonnement gamma. Pour chaque élément, on observe les sommets et l'étalement respectif. Le potassium (K^{40}) se désintègre en deux isotopes stables (l'argon et le calcium) qui ne sont plus radioactifs, et ses rayons gamma ont une énergie de 1,46 MeV. L'uranium (U) et le thorium (Th) se désintègrent en produits de filiation toujours radioactifs. Les rayons gamma dominants de la série de l'uranium sont issus de la désintégration du bismuth (Bi^{214}) alors que ceux de la série du thorium sont issus de la désintégration du thallium (TI^{208}).

Le spectre est caractérisé par un fond continu (bruit de fond) décroissant avec l'énergie, et par la présence de plusieurs pics. Chaque pic correspond à un rayonnement gamma issu de la désexcitation des noyaux instables caractéristiques du type d'atome radioactif. Les données

radiométriques mesurées à la surface de la terre peuvent refléter ainsi les variations chimiques des minéraux et des roches (Wilford et al. 2006). Elles traduisent alors les variétés géologiques du substratum rocheux, des formations de surface et parfois des gisements de minerais. Les roches et les sols renferment une variété d'éléments radioactifs dans des proportions diverses. Les radionucléides U^{238} , Th^{232} et K^{40} sont les plus fréquents dans les roches.

Les données spectrométriques (U, K et Th) peuvent être acquises soit par des levées ponctuelles terrestres, soit par voie aéroportée. Pour ce dernier cas, les données sont restituées sous forme de grilles sur carte.

8.2- Nature du signal spectrométrique

8.2.1- Radiométrie des minéraux

8.2.1.1- Les minéraux à potassium

Le potassium (K) est un élément lithophile volatil. C'est l'élément qui se rencontre dans les feldspaths alcalins, les feldspathoïdes, dans la muscovite et la biotite. Certaines amphiboles peuvent être faiblement potassiques. Le tableau 8.1 présente une liste des minéraux qui peuvent contenir du K (Mittlefehldt, 1999).

Tableau 8.1 : Les minéraux à potassium (Mittlefehldt, 1999).

Potassium Minerals	Chemical Formula	% K
Rock forming silicate minerals		
Feldspars	$(K,Na)AlSi_3O_8:(Na_{x_0},Ca_{1-x_0})Al_{2-x}Si_2+xO_{8(x=0.1)}$	
Alkali-feldspar	$(K,Na)AlSi_3O_8$	13
Microcline	$KAlSi_3O_8$	13
Orthoclase	$KAlSi_3O_8$	13
Sanidine	$KAlSi_3O_8$	13
Leucite	$KAlSi_2O_6$	17
Nepheline	$(Na,K)AlSiO_4$	23
Biotite	$K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$	8
Muscovite	$KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$	8
Phlogopite	$KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$	8
Hornblende	$(K,Na)_{0-1}(Na,Ca)_2(Fe,Mn,Mg,Ti,Al)_5(Si,Al)_8O_{22}(OH,F)_2$	1
Other K-minerals		
Alunite	$KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	
Glauconite	$(K,Ca,Na)_{<1}(Al,Fe^{3+},Fe^{2+},Mg)_2[(OH)_2/Al_{0.35}Si_{3.65}O_{10}]$	
Sylvite	KCl	

8.2.1.2- Les minéraux à thorium

Le thorium (Th) est un élément chimique (un métal) de la famille des actinides. Il peut se dissoudre dans des solutions acides. Par conséquent, il peut caractériser les acides humiques, et donc les latérites pauvres en silice (Chopin, 1988). Ces dernières se rencontrent souvent en zones tropicales, comme c'est le cas dans plusieurs régions de Madagascar. Le Th se trouve également, à taux variable, dans plusieurs minéraux : la thorite, la thorianite,

l'uranothorianite ; et en concentration plus faible dans la monazite (qui peut contenir jusqu'à 12% d'oxyde de thorium), le xénotime, le zircon, le sphène, et l'épidote (tableau 8.2).

Tableau 8.2 : Les minéraux à thorium, (IAEA, 2003)

Thorium Minerals	Chemical Formula	% ThO ₂
Minerals with Th as major constituent		
Huttonite	ThSiO ₄	80
Thorite, Uranothorite	ThSiO ₄ , (Th,U)SiO ₄	50, < 50
Cheralite	(Th,Ce,Ca)(SiO ₄ PO ₄)	30
Thorianite, Uranothorianite	ThO ₂ , (Th,U)O ₂	80, < 80
Common accessory minerals		
Monazite	(REE,Th)PO ₄	10
Xenotime	YPO ₄	0.4-1
Zircon	ZrSiO ₄	0.01-1
Allanite	(Ca,Al,Fe,Mg) silicate	0.1-1
Apatite	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F,Cl,OH)	0.001-0.1
Sphene	CaTiSiO ₅	0.001-0.1
Epidote	CaFe ³⁺ Al ₂ O.OH(Si ₂ O ₇)(Si ₂ O ₄)	0.005-0.05

8.2.1.3- Les minéraux à uranium

L'uranium (U) est un métal lourd radioactif. Les principaux minéraux à U sont donnés dans le tableau 8.3. On remarque que l'uraninite, la pechblende, et la betafite (qui vient de Betafo, une ville de Madagascar) sont les minerais les plus riches en uranium. Ces derniers, avec le zircon, la monazite, l'apatite, l'allanite et le sphène peuvent s'identifier en faible pourcentage (minéraux accessoires) dans des roches variées : granitiques (leucogranites), pegmatites, veines hydrothermales, roches sédimentaires et métamorphiques. Parmi ces minéraux, le zircon et la monazite sont les plus résistants à l'altération, et peuvent se trouver concentrés dans des placers. L'U est un élément mobile en milieu supergène. L'U⁶⁺ peut ainsi se rencontrer en moindre concentration dans de nombreux minéraux (Bea, 1999).

Tableau 8.3 : Les minéraux à uranium (IAEA, 2003)

Uranium Minerals	Chemical Formula	% UO ₂ /ppm U
Minerals with U as major constituent		
Uraninite, (Pitchblende)	UO ₂	
Betafite	(U,Ca)(Nb,Ta,Ti) ₃ O ₉ .nH ₂ O	
Huttonite	ThSiO ₄	100-20000 ppm
Uranospherite	(BiO)(UO ₂)(OH) ₃	
Thorite, Uranothorite	ThSiO ₄ , (Th,U)SiO ₄	1-35%
Thorianite, Uranothorianite	ThO ₂ , (Th,U)O ₂	5%
Common accessory rock forming minerals		
Zircon	ZrSiO ₄	5%
Xenotime	YPO ₄	5%
Monazite	(REE,Th)PO ₄	100-20000 ppm
Allanite	(Ca,Al,Fe,Mg) silicate	10-2000 ppm
Apatite	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F,Cl,OH)	5-200 ppm
Sphene	CaTiSiO ₅	10-500 ppm

8.2.2- Radiométrie des roches et des sols

Le tableau 8.4 représente une analyse statistique de la composition en radioéléments (K – Th - U) des roches de la croûte continentale australienne. D'après ce tableau, le potassium est un élément abondant des roches granitiques et felsitiques (rhyolitiques). Les roches mafiques et ultramafiques contiennent des concentrations beaucoup plus faibles en U, Th et K. Ainsi, les ensembles de croûtes continentales inférieures, qui contiennent une proportion importante de roches restitiques (granulites : roches quartzo - feldspathiques alumineuses dépourvues d'éléments incompatibles K, Th, U) et de roches basiques, sont considérés comme pauvre en U, Th et K. Les valeurs en U, Th, et K de la croûte continentale supérieures sont en moyenne de 2,5 ppm en U, et de 10,3 ppm pour le Th (Kumar et al., 2004).

Tableau 8.4 : Emission des principaux éléments radioactifs des principales unités géologiques de l'Australie (Ford et al. 2007)

Type de roche	Potassium (%)		Uranium (ppm)		Thorium (ppm)	
	Valeur moyenne	Variation	Valeur moyenne	Variation	Valeur moyenne	Variation
Effusives felsiques	3.1	1.0-6.2	4.1	0.8-16.4	11.9	1.1-41.0
Intrusives felsiques	3.4	0.1-7.6	4.5	0.1-30.0	25.7	0.1-253.1
Effusives intermédiaires	1.1	1.1-2.5	1.1	0.2-2.6	2.4	0.4-6.4
Intrusives intermédiaires	2.1	0.1-6.2	3.2	0.1-23.4	12.2	0.4-106.0
Effusives mafiques	0.7	0.06-2.4	0.8	0.03-3.3	2.2	0.05-8.8
Intrusives mafiques	0.8	0.01-2.6	0.8	0.01-5.7	2.3	0.03-15.0
Ultramafiques	0.3	0-0.8	0.3	0-1.6	1.4	0-7.5
Feldspathoïdes alcalines	6.5	2.0-9.0	29.7	1.9-62.0	133.9	9.5-265.0
Feldspathoïdes alcalines intrusives intermédiaires	4.2	1.0-9.9	55.8	0.3-720.0	132.6	0.4-880.0
Feldspathoïdes alcalines effusives mafiques	1.9	0.2-6.9	2.4	0.5-12.0	8.2	2.1-60.0
Feldspathoïdes alcalines intrusives mafiques	1.8	0.3-4.8	2.3	0.4-5.4	8.4	2.8-19.6
Roches sédimentaires de précipitation chimique	0.6	0.02-8.4	3.6	0.03-26.7	14.9	0.03-132.0
Carbonates	0.3	0.01-3.5	2	0.03-18.0	1.3	0.03-10.8
Roches sédimentaire détritique	1.5	0.01-9.7	4.8	0.01-80.0	12.4	0.2-362.0
Roches volcaniques métamorphiques	2.5	0.1-6.1	4	0.1-148.5	14.8	0.1-104.2
Roches sédimentaires métamorphiques	2.1	0.01-5.3	3	0.1-53.4	12	0.1-91.4

Toutefois, d'autres auteurs remarquent un enrichissement inhabituel en U (52 ppm) et Th (400 ppm) dans des granulites et des charnockites d'Afrique du Sud (Fig. 8.2). Ces dernières sont métamorphisées en domaine de croûte inférieure (Andreoli et al., 2006). Ces auteurs ont réalisé une différenciation pétrologique précise entre les différents types de charnockites, des gneiss migmatitiques et des veines. Ce travail a été associé à une étude géochimique des éléments majeurs et en traces, ainsi qu'à une différenciation des degrés de métamorphisme. Ils proposent que l'enrichissement anormal en U et Th est dû en partie à des phénomènes de différenciation magmatique, mais surtout à des circulations de fluides magmatiques et/ou fluides supercritiques riches en CO₂ (Andreoli et al., 2006). D'autre part, l'augmentation du métamorphisme est corrélée à l'augmentation des teneurs en Th, des intrusions magmatiques (filons et dykes).

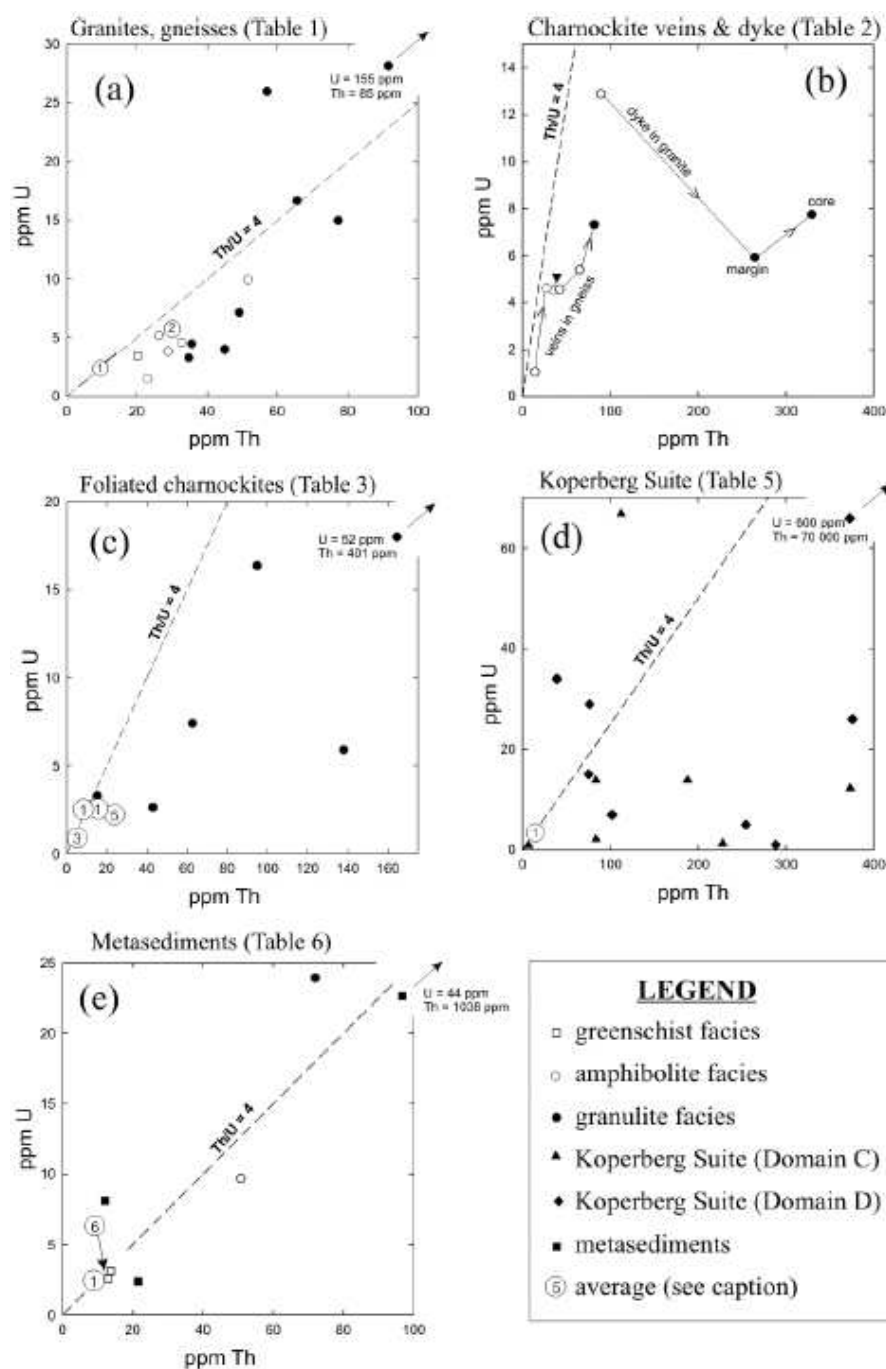


Figure 8.2 : Concentration en Th et U des différentes roches de la ceinture de Namaqualand, faciès granulitique Afrique du Sud, (Andreoli et al., 2006). (a), on remarque que la valeur moyenne en Th/U au sein des granites et des gneiss est égal à 4, avec des concentrations maximum de 155 ppm en U et de 85 ppm en Th. (b), les filons et les dykes charnockitiques ont des concentrations différentes : corrélée à l'augmentation de métamorphisme, la concentration en Th des filons de charnockites augmente. Cette variation est également observée dans d'autres types de roches (c, d, et e).

Il est également notable que dans cet ensemble métamorphique (Andreoli et al., 2006), une zone de cisaillement, la « Buffels river shear zone (BRSZ) » de 3 km de large pour 90 km de long, est associée aux valeurs de radioactivité les plus faibles (Fig. 8.3).

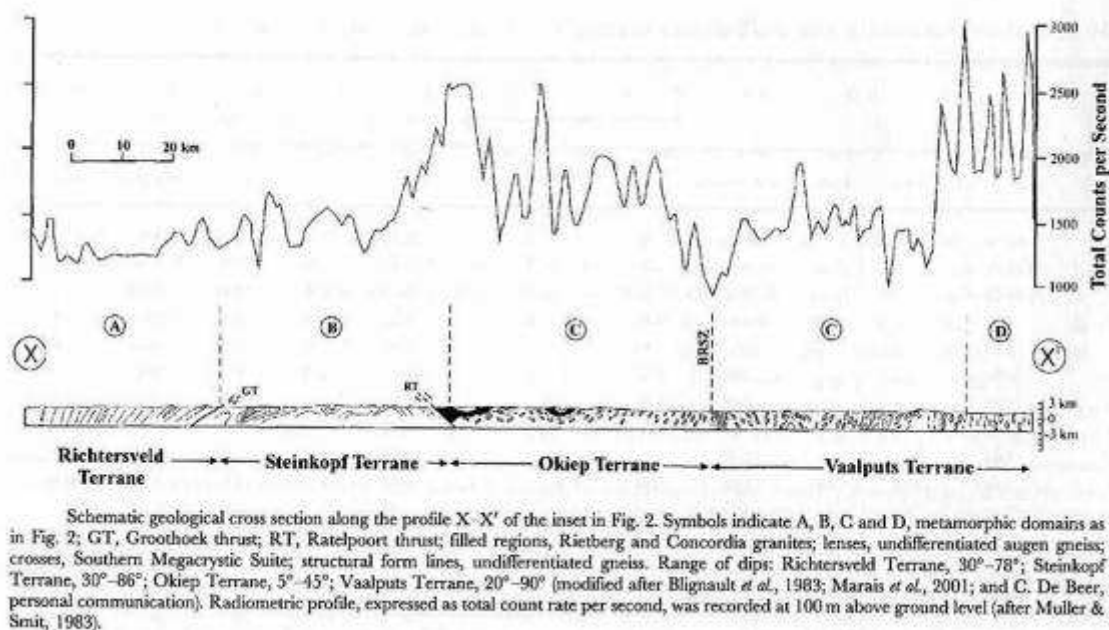


Figure 8.3 : Total count (signal dominé par le Th) versus coupe géologique de la ceinture orogénique du Namaqualand (figure 4 de Andreoli *et al.*, 2006).

A Madagascar, dans la région du Sud - Est de l'île, il existe des minéralisations d'uranothorianites syn-granulitiques localisées dans la zone de cisaillement de Tranomaro. Elles sont associées également à des circulations de fluides (Moine *et al.*, 1985, Martelat 1998, Boulvais *et al.*, 1998, Boulvais *et al.*, 2000). Dans cette ZC de Tranomaro (où existent des gisements d'uranothorianite), l'étude chimique des pyroxénites métasomatiques montre un enrichissement en Th extrêmement élevé (sur une roche totale : $4000 < \text{Th} < 8000$ ppm ; Boulvais *et al.*, 2000).

8.3- Traitement des données et interprétations géologiques préliminaires

8.3.1- Données radiométriques aéroportées

Une acquisition de données géophysiques aéroportées sur Madagascar a été réalisée en 2005. Les vols et les traitements de base ont été assurés par la compagnie FUGRO pour le compte de la direction des mines et de la géologie de Madagascar. Les données couvrent une surface totale de 289.677 km² sur le socle protérozoïque (Fig. 8.4). Les vols ont été réalisés à 100 m d'altitude, et les levés sont espacés de 500 m en direction Nord-Sud. L'enregistrement principal de direction Est - Ouest a été fait avec une mesure tous les 7 m. L'espacement des lignes de contrôle est de 5000 m (direction Nord - Sud, à la même altitude). Les spécifications de la navigation et des enregistrements sont résumés en annexe 6. Les données de la zone C (les données du Sud de Madagascar ; Fig. 8.4) ont été mises à notre disposition sous la forme de grille à maille de 125 mètres.



Figure 8.4: Couvertures des zones de levées de spectrométrie gamma aéroportée, (BPGRM, 2006) ; données disponibles sur site <http://www2.gaf.de/bpgrm/>. La zone C représente l'ensemble de l'image du sud de Madagascar.

Les grilles de valeur de spectrométries ont été fournies au format « noise ajustement singular value decomposition » (NASVD). Cette transformation donne des valeurs négatives à partir du second ordre (Fig. 8.5).

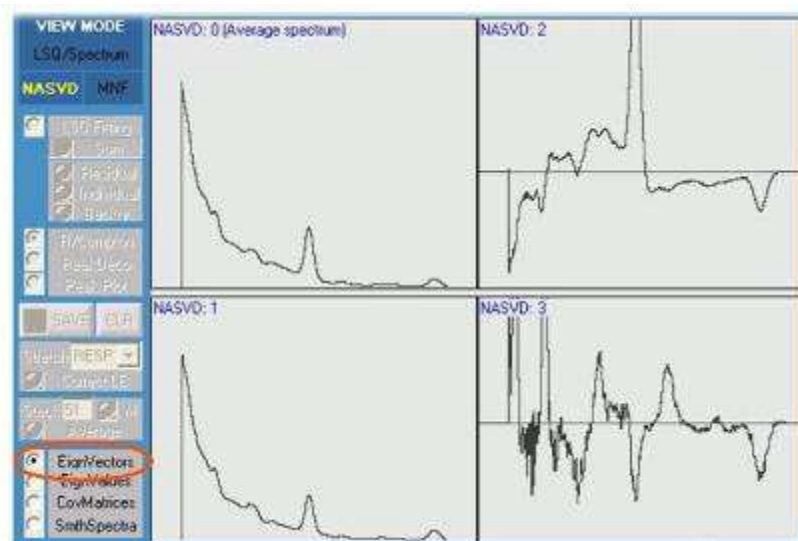


Figure 8.5 : Exemple de spectre filtré par la méthode NASVD, logiciel Oasis Montaj (Geosoft 2004). En haut : à gauche, les données source ; à droite, le NASVD du second ordre. En bas : à gauche, traitement NASVD du premier ordre, et à droite, le NASVD du troisième ordre. On remarque que les valeurs deviennent négatives à partir du second ordre.

Ainsi, elle ne permet pas, en toute rigueur, de remonter ni aux valeurs en ppm d'U et de Th, ni au wt % de K. Et pour une meilleure analyse, j'ai extrait uniquement les grilles de valeurs radiométriques qui se trouvent au sein du socle (Figs. 8.6).

Les grilles de valeurs obtenues (Figs. 8.6) présentent de remarquables variations spatiales des teneurs d'U, de K, et de Th. Au premier ordre, on identifie des anomalies linéaires et des ensembles régionaux homogènes sur les trois types de carte. La zone de cisaillement d'Ampanihy s'identifie bien notamment sur la carte du K (Fig. 8.6c), où les deux ensembles anorthositiques d'Ankafotra et de Saririaky sont très soulignés (taches bleues, au Nord d'Ampanihy). La zone de cisaillement de Beraketa est associée à une forte anomalie en Th (Fig. 8.6b, très visible dans sa partie Sud). Dans la région d'Ihosalotra, on observe également des anomalies en K, Th et U qui sont compatibles avec les directions des ZC d'Ihosalotra et de Zazafotsy.

Des ensembles régionaux présentent des valeurs homogènes :

- (i) la région du Vohibory montre un déficit d'U et de Th (Figs. 8.6a, 8.6b).
- (ii) L'ensemble des granites Anosyens (régions Sud-Ouest, Fort - Dauphin), comme l'ensemble granitique situé sous la ville d'Ambalavao, sont soulignés par de faibles valeurs en Th (Fig. 8.6b).

Sur la carte de teneur en K (Fig. 8.6c), on identifie remarquablement les sédiments latéritiques argileux qui apparaissent en bleu (valeur les plus faibles), il s'agit du plateau de l'Horombe (Ouest et Sud Ouest d'Ihosalotra). Sur cette même carte (Fig. 8.6c), on identifie également plusieurs domaines riches en K :

- (i) Les syénites du massif de l'Andringitra (pic Boby, à 82km, ENE de Ihosalotra, centré sur 46°55'E, 22°11'S), sont décrites comme potassiques à ultra-potassiques (Tableau 8.5), avec un taux de K₂O = 8 à 11 wt% (Nédélec et al., 2001). Ces syénites correspondent à un magma parent issu d'un manteau lithosphérique enrichi en éléments incompatibles sous l'effet de fluide métasomatique. Une assimilation crustale est aussi envisagée pour prendre compte des compositions les plus évoluées.

- (ii) le groupe syénitique de Tandrandaza (à 59km WSW de Ihosalotra, centré sur 45°33'E, 22°29'S), les syénites d'Ikoloky et d'Ivary (à environ 90km NNW de Beraketa, centré sur 45°32'E, 23°22'S), et le groupe syénitique de Ivohibeanana (à environ 60km NE de Beraketa, centré sur 46°02'E, 23°44'S) sont caractérisés par leur orientation générale de direction Nord – Sud.

- (iii) Les granites de la série de Makaly (centré sur 46°22'E, 24°11'S), et les charnockites potassiques d'Imalainjavo (centré sur 46°10'E, 24°02'S), situés juste à l'Est du massif de l'Androy, à environ 50 km à 70 km à l'Est de Beraketa) présentent des teneurs en K₂O de 7 wt% (Noizet, 1969).

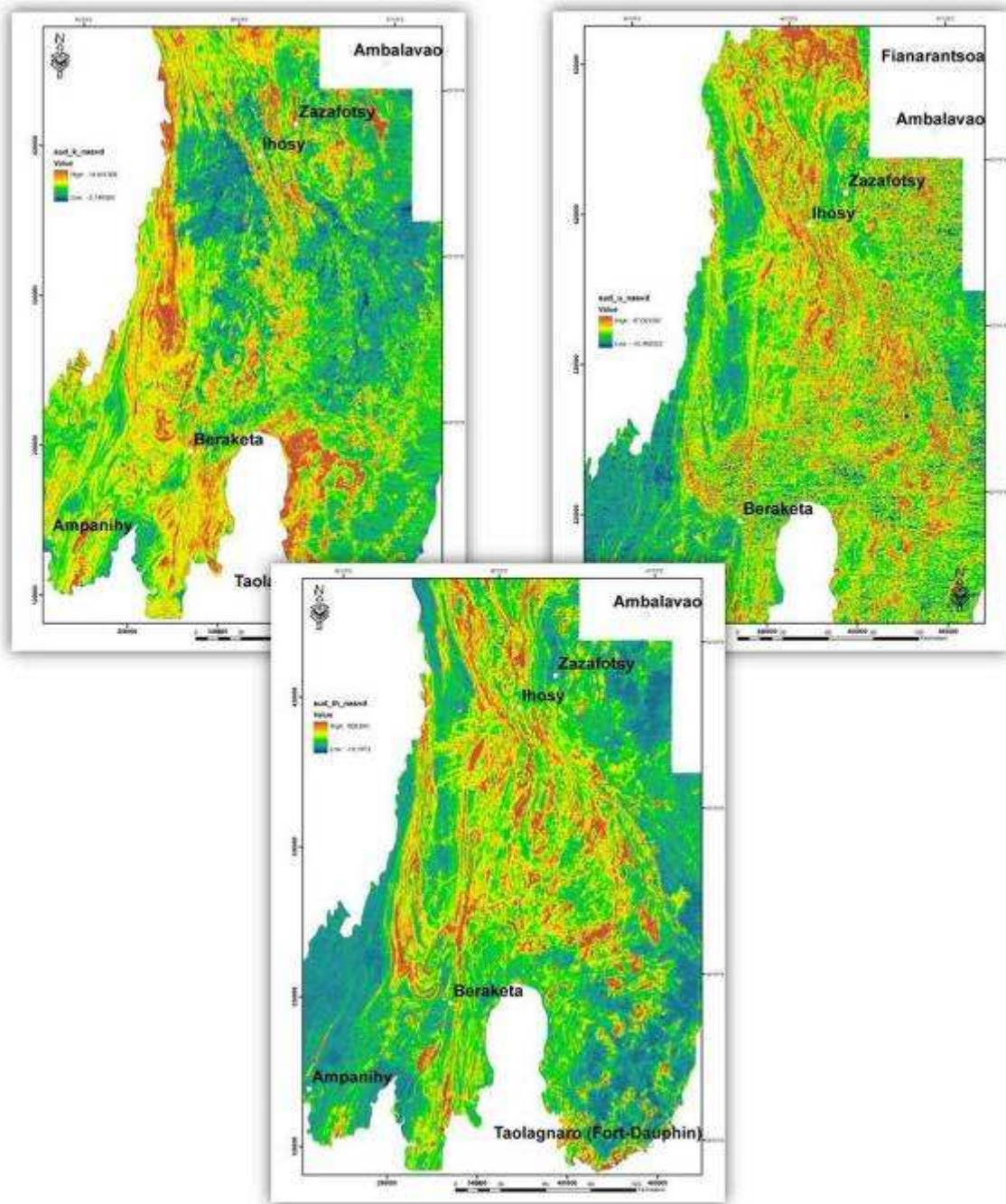


Figure 8.6 : Cartes de grille spectrométrique (valeurs sans unité). **En haut :** (a) à gauche, **données en potassium**, (b) à droite, **uranium**. (c) En bas, milieu, **thorium**. Les grilles ont été découpées sur la limite des affleurements du socle précambrien (comparer les images par rapport à la limite de la zone C de figure 8.4)

D'autres nouveaux ensembles ultra-potassiques sont visibles, notamment aux environs de la ville de Zazafotsy (en noir sur la Fig. 8.7). Ces derniers ensembles présentent des valeurs plutôt faibles en Th et en U. Ce qui est également compatible avec les valeurs analysées par Nédélec et al. (2001), pour les syénites du pic Boby (Th : 1,1 - 4,7 ppm, U : 0,5 – 1,4 ppm, Tableau 8.5). Je remarque également que, dans la région de Ihosy et Zazafotsy, des valeurs plus fortes en K (Figs. 8.6a, 8.7) s'alignent sur des axes de direction générale Nord Sud, notamment

juste à l'Est du village Sahambano (la ligne blanche discontinue, Fig.8.7). Ce dernier se trouve dans la ZC majeure de Zazafotsy.

Tableau 5.5. Analyses chimiques roches totales majeurs et traces des syénites du massif d'Andringitra (Nédélec et al., 2001).

N° échantillon N° CRPG	DG 51 1440	DG 47 1439	DG 56 1441	DG 105 1442
SiO ₂ (poids %)	55,71	59,63	61,61	62,35
Al ₂ O ₃	14,22	13,09	15,81	16,90
Fe ₂ O ₃	4,22	6,78	3,78	2,68
MnO	0,06	0,07	0,07	0,04
MgO	5,80	3,91	2,31	1,93
CaO	4,82	3,22	2,71	2,55
Na ₂ O	1,30	2,56	3,97	3,95
K ₂ O	10,50	9,89	8,57	8,58
TiO ₂	0,63	0,43	0,57	0,56
P ₂ O ₅	1,07	0,29	0,51	0,40
Perte au feu	0,37	0,56	0,54	0,46
Total	98,70	100,43	100,45	100,40
K ₂ O/Na ₂ O	8,07	3,85	2,15	2,17
Mg#	54	33	34	38
Ba (ppm)	17 569	4 587	6 607	7 268
Rb	264	372	259	249
Sr	2 762	1 464	2 120	2 785
Ni	133	48	47	41
Cr	215	130	150	117
V	46	131	56	34
Ca	6	64	43	52
Zr	43	110	24	440
Nb	2	2	10	13
Th	3,7	1,1	1,7	4,7
U	0,5	1,2	0,5	1,4

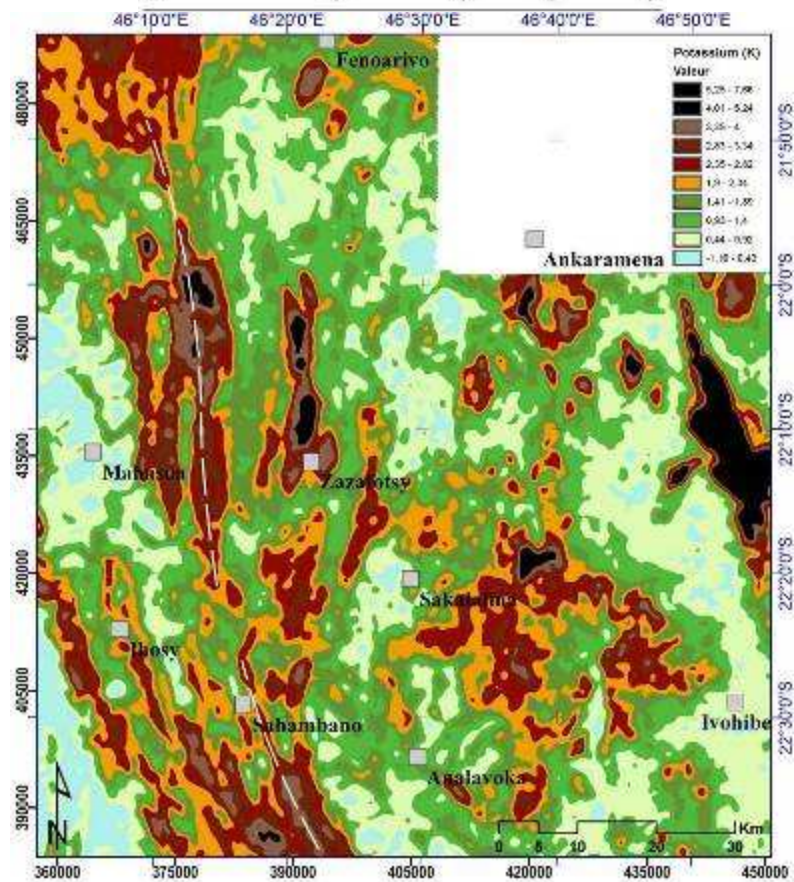
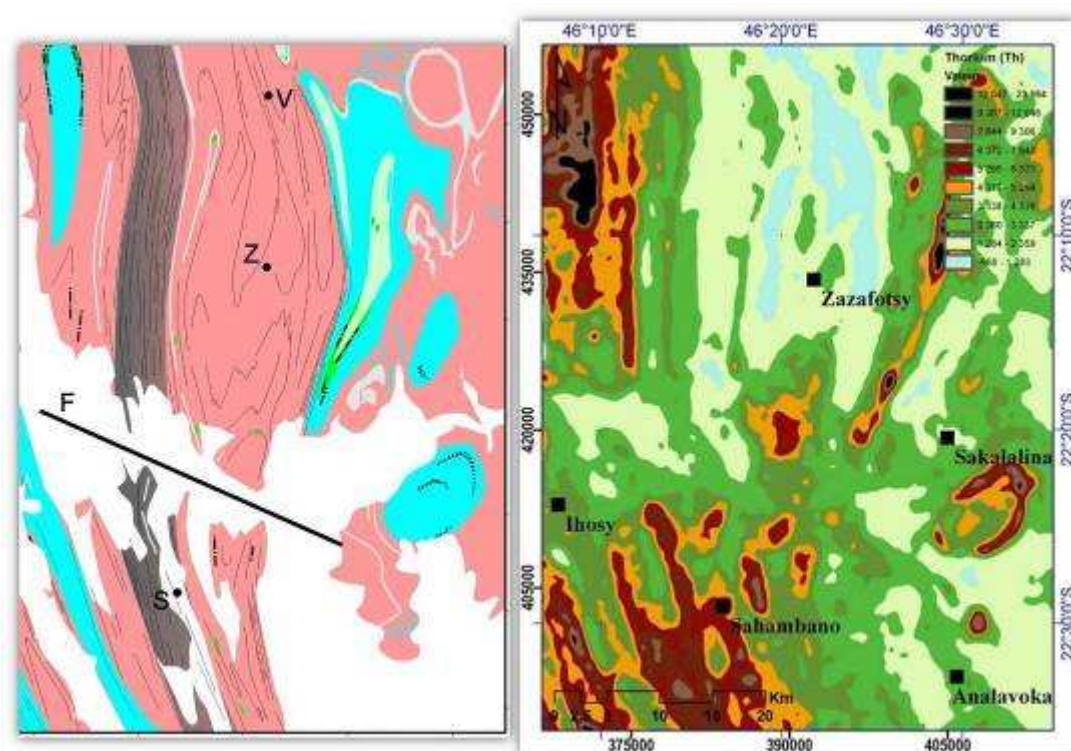


Figure 8.7 : Détail de la carte de répartition du K, mise en évidence des domaines ultra potassiques (en marron et noir), la ligne blanche discontinue est discutée dans le texte.

Par ailleurs, les gneiss à amphiboles cartographiés sur les cartes 1/100 000 (Fig.8.8a) sont appauvris en Th (Figs. 8.6b, 8.8c). Les ensembles granito-migmatitiques (en rose, Fig. 8.8b) sont également moins radioactifs (valeur en U inférieure à 1,49 ; et valeur en thorium inférieure à 3000), comparés aux métasédiments alumineux qui sont beaucoup plus radioactifs (en bleu, Fig. 8.8b), où les valeurs en Th sont supérieures à 3400. Pour ce dernier, les valeurs en U sont comprises entre 5 et 30.

Les gneiss alumineux migmatitiques décrit par Nicollet (1985 ; 1988), situés au niveau des deux carrières d'Ihosal (à l'Est et à l'Ouest), ainsi que leurs équivalents au Nord - Ouest de Zazafotsy (Fig. 8.8b) sont porteurs des gisements de xénotime (YPO_4). Ces mêmes lithologies sont porteuses de gisements d'uranotharionite (Fig. 8.8a).



Figures 8.8 : Comparaison à la même échelle de : (a) à gauche, **nouvelle carte géologique** (résultat de ce manuscrit) : Gris : ZC de Zazafotsy ; bleu : métasédiments alumineux ; rose : orthogneiss migmatitique peu alumineux ; gris : quartzites ; vert : cipolite ; traits – pointillés : pyroxénites ; vert clair : gneiss à amphibole. (b) à droite, **la carte du Th** (vue rapprochée de Fig. 8.6b). On remarque que les valeurs de Th les plus fortes sont associées aux ensembles métasédimentaires les plus alumineux (en bleu). La ZC de Zazafotsy est également le lieu de concentration en Th (dans la région de Sahambano), et plus au Nord dans la ZC on observe de rapide variation des teneurs en Th.

La ZC de Zazafotsy n'est pas corrélée dans son ensemble aux valeurs les plus fortes en Th. Par contre, dans certaines zones (notamment au Sud de la latitude de Ihosal), on remarque que les valeurs de Th les plus élevées sont linéaires et parallèles aux foliations, (exemple : proche du village Sahambano, Fig. 8.8c, et parallèle à la ZC Beraketa, Fig. 8.6b). Au Nord, on peut faire le même type d'observation, mais on identifie également des alignements des valeurs les plus faibles en Th.

Ainsi la ZC de Zazafotsy, large de 10 à 15 km (Martelat, 1998) est le lieu où se répartissent (sur une largeur successive de 2 à 3 km, pour des longueurs de 20 km) des matériaux les plus et les moins concentrés en Th .

Sur les cartes des figures 8.6, on observe également des anomalies ponctuelles qui mettent en évidence des failles majeures. La carte de répartition du Th (Fig. 8.8b) montre une discontinuité forte des géométries, ce qui me permet de caractériser une faille kilométrique d'orientation N115°, cachée sous les alluvions quaternaires.

8.3.2- Ré-interpolation et amélioration du rendu des grilles

Afin d'améliorer le rendu visuel des grilles de données acquises, j'ai réalisé trois types de prétraitements : une ré-interpolation et trois traitements d'amélioration du rendu des grilles. En effet, par ré-interpolation, j'ai réduit à des mailles de 50 mètres la taille du pixel des grilles d'images obtenues. J'ai utilisé une convolution cubique pour le ré-échantillonnage (moyenne pondérée des seize pixels avoisinants). C'est une méthode qui calcule, à partir de l'image originale, la moyenne pondérée par la distance des 16 pixels les plus proches (Fig. 8.9).

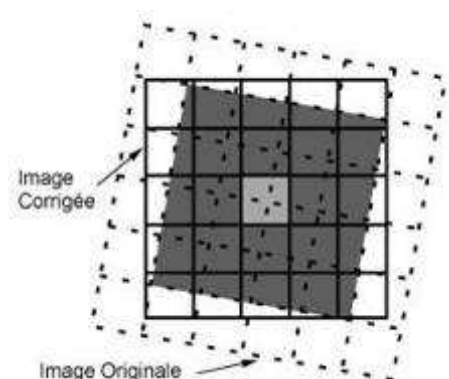


Figure 8.9 : Représentation graphique de la convolution cubique

Par la suite, pour réduire au maximum les artefacts au sein des données, j'ai utilisé le traitement MNF (Maximum Noise Fraction). C'est un filtre à usage courant dans le cadre du traitement des données de radiométrie gamma aéroportées (Green et al., 1988; Dickson et al., 1996; Dickson et al., 1997; Dickson et al., 2000; Dickson, 2004).

Finalement, j'ai utilisé des filtres locaux (type « butterworth » et « upward continuation », Oasis Montaj) qui permettent d'améliorer le rendu des données (§ 7.3.4.3), essentiellement, les informations de surface (les latérites et les alluvions) qui peuvent gêner les structures géologiques sous-jacentes.

8.3.3- Analyse des cartes traitées, et géométrie des zones de cisaillement

La figure 8.10a ci-dessous représente la distribution du Th après traitements ; elle permet d'avoir une vision régionale de l'ensemble. En effet, on peut observer que les valeurs minimales en Th (< 1260, bleues – vertes) sont concentrées sous forme de zones homogènes et elles définissent : au Sud - Ouest, la « nappe » de Vohibory (§3.2.3.3, part. A), et au Nord - Ouest,

l'ensemble sédimentaire du Karoo. A l'Est, les sauts brutaux de valeur délimitent l'ensemble d'unités Itremo – Ikalamavony de l'unité d'Antananarivo (comparer la Fig. 8.10a avec la Fig. 3.5, partie A). Au Sud - Est, la chaîne granitique Anosyenne (ensemble rouge, Fig. 3.12, partie A), et l'unité volcanique d'Androy correspondent également à un ensemble à très faible valeur en thorium. A l'extrême Sud - Sud - Ouest de l'image (à l'Est d'Ampanihy, Fig. 8.10a), un domaine homogène à déficit de thorium se différencie également sur 30 km de large par 50 km de long. Ce dernier correspond au complexe anorthositique de Volovolo et de Manambahy, ainsi qu'au bassin sableux tertiaire et quaternaire de Volokarefo (Besairie, 1964).

Cette technique a également permis de préciser deux directions (N 140° et N 155°) de linéaments qui recoupent en second ordre la zone. En effet, des lignes de discontinuités de deuxième ordre sont observées sur les images. Leurs directions sont variées. Certaines de ces lignes s'identifient comme de grandes failles kilométriques (Fig. 8.10b). Sur la Figures 8.10a, ces discontinuités marquent des interruptions franches, aussi bien dans la distribution linéaire des valeurs maximales (exemple : l'axe Ampanihy - Midongy Atsimo), qu'au sein des régions homogènes à faible valeur en Thorium. Ce dernier cas s'identifie remarquablement au sein des images détaillées (dans Vohibory, Fig. 8.11b), où on identifie clairement deux directions : N 140° (un axe passant par le village Beteza), qui caractérise les minéralisation en corindons (Mercier et al., 1999) et N 155° (l'axe Vohitany, Gogogogo).

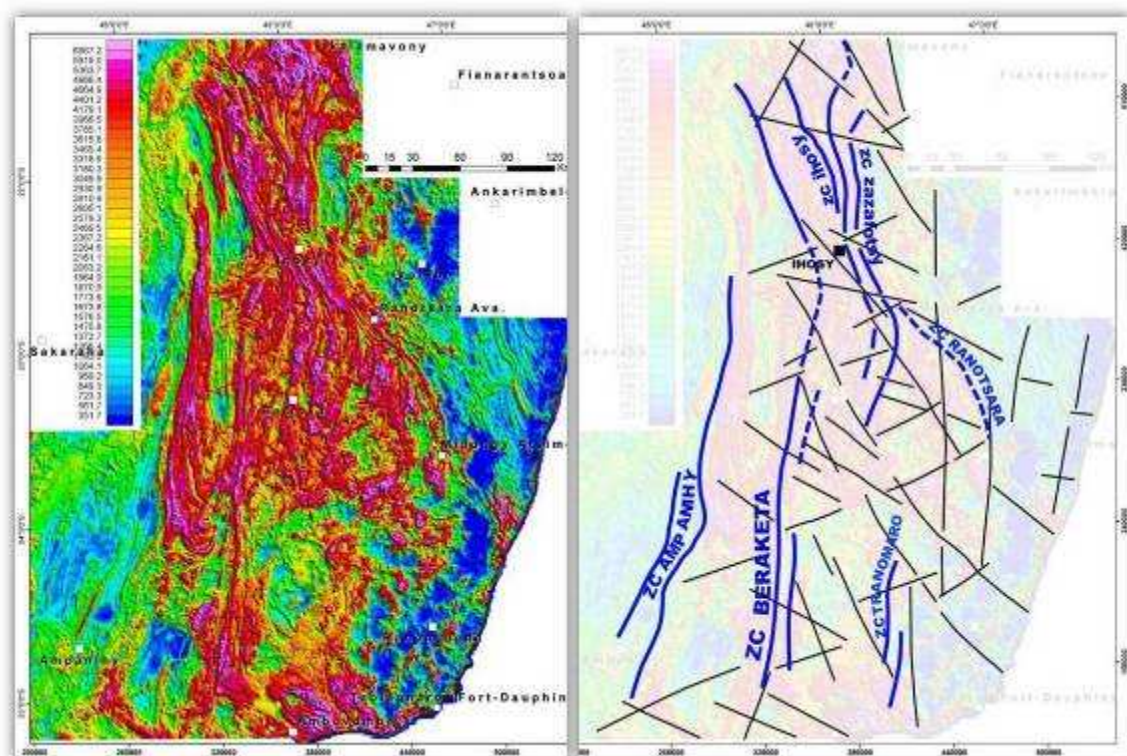


Figure 8.10 : (a) **Carte de l'anomalie en thorium.** Les données représentées sur cette grille correspondent aux valeurs de thorium NASVD fournies, interpolées et filtrées. (b) **Carte interprétative simplifiée :** les zones de cisaillement sont dans leur majorité corrélées aux fortes valeurs de thorium.

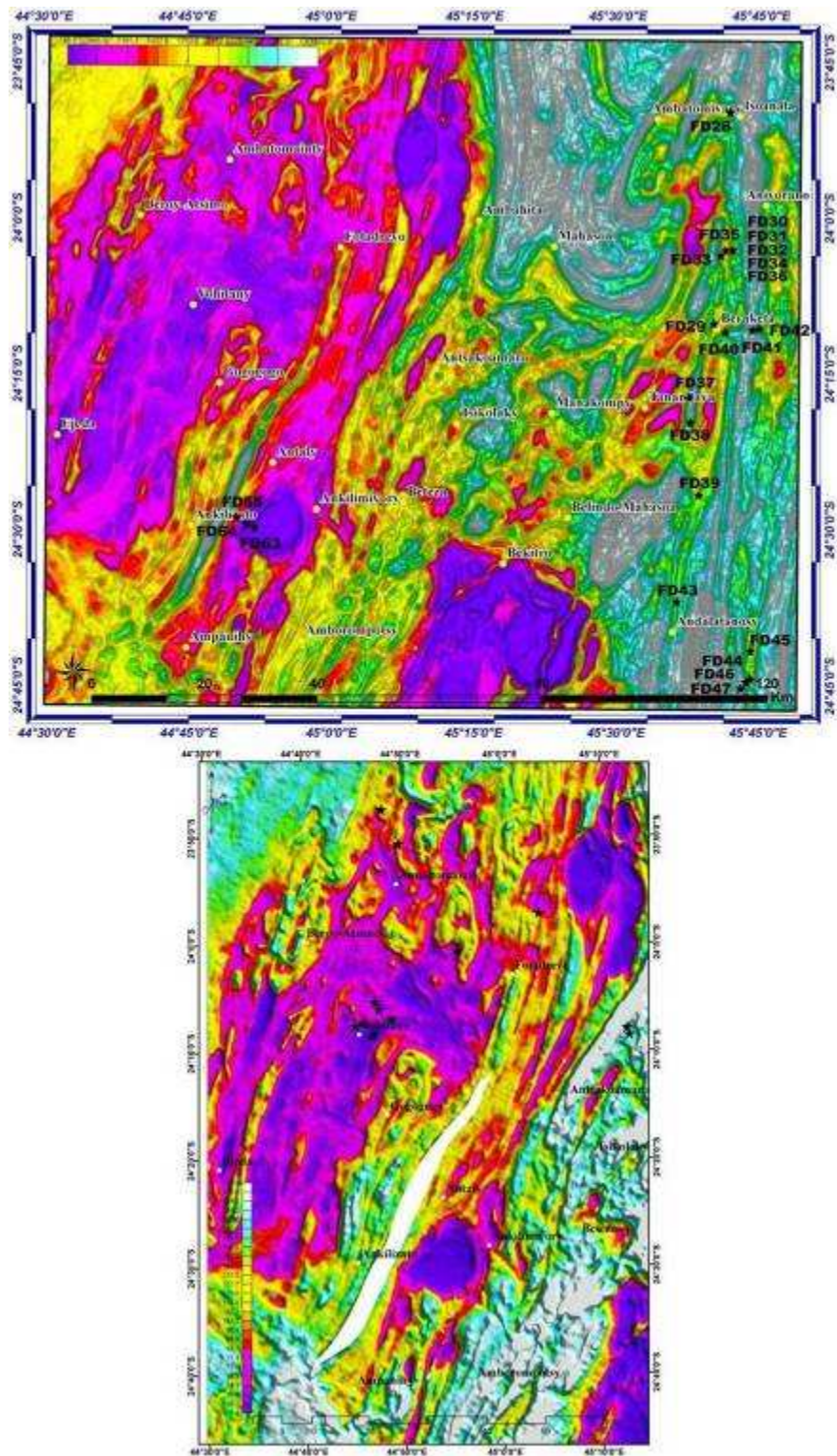
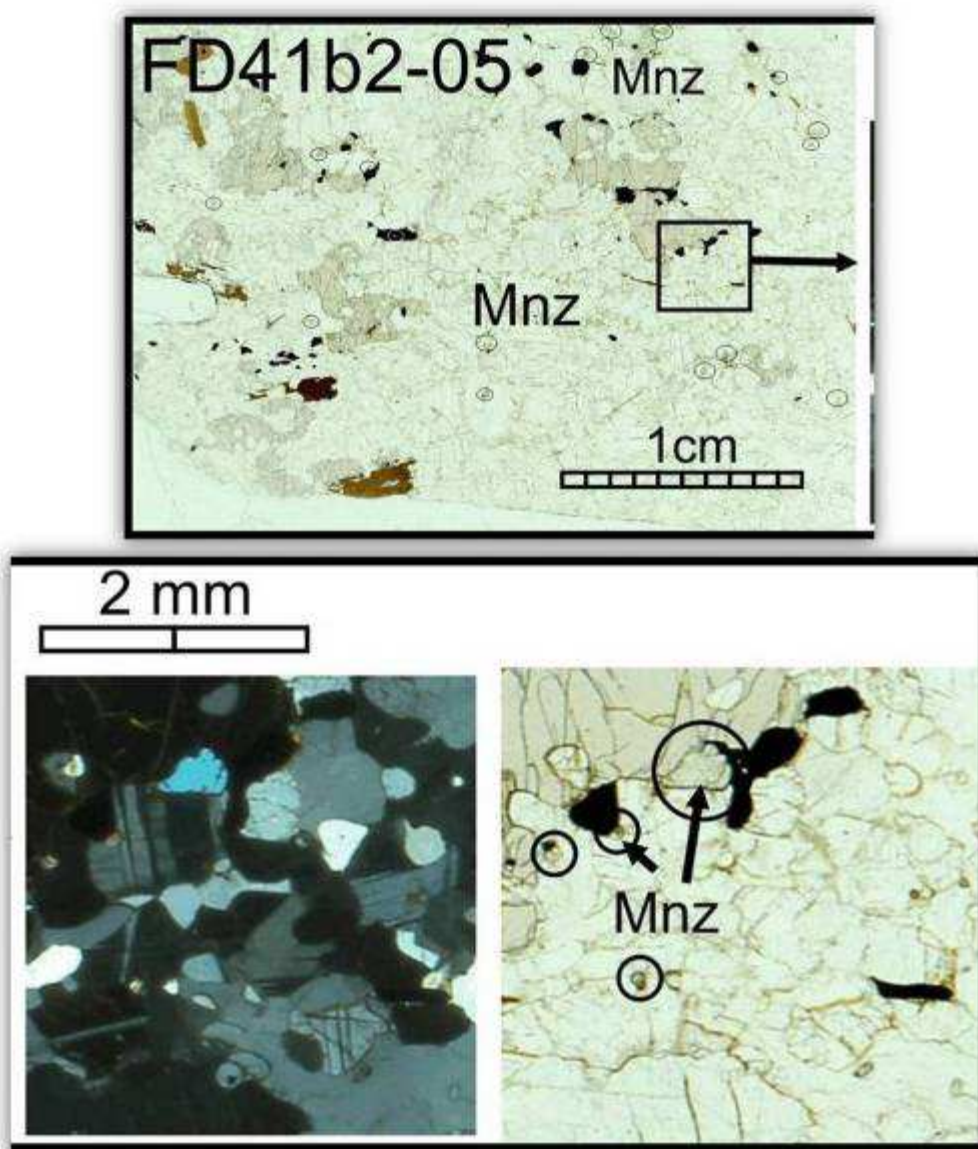


Figure 8.11 : (a) à gauche, **détail de la figure 8.10, région Vohibory.** Les points d'échantillonnages sont marqués avec leur numéro respectif, par les étoiles noires. (b) à droite, **détail de la partie Ouest de 8.11a,** avec une modification de la grille des valeurs pour obtenir le meilleur rendu sur l'ensemble des valeurs de radiométrie (j'ai ignoré les valeurs de Th supérieures à 2790 ppm; secteur marqué par la zone blanche sur la Fig. 8.11b). On voit clairement, au sein de la ZC de Ampanihy, une succession locale, alignée le long de la ZC, de valeurs faible et forte. Des linéaments sont également identifiés sur la figure 8.11b ; ils recoupent l'ensemble suivant deux directions distinctes : N 155° pour les linéaments passant par les villages Vohitany et Gogogogo , et N 140° pour la ligne passant par Beteza. Les étoiles noires sur la figure 8.11b représentent les indices de corindons.

La répartition des radionucléides et la position des ZC sont clairement associées. Aussi me paraît-il important de préciser ces relations sur les cartes traitées : la ZC de Beraketa est clairement corrélée aux fortes valeurs de Th (Figs. 8.10a et 8.10b), et une étude des cartes de la répartition du Th à différentes échelles (Figs. 8.11) a permis d'identifier, au niveau de la ZC de Ampanihy, une succession de valeurs fortes et faibles.

Ainsi, en observant au microscope les roches qui sont associées à la ZC de Beraketa, je remarque que les minéralisations de monazites sont parfois de plus de 700 microns de long (Fig. 8. 12). Elles pourraient être responsables de la forte signature en Th (Fig. 8.11a). Particulièrement dans les roches quartzo-feldspathiques, les zirconoïdes sont ubiquistes et les monazites sont parfois très abondantes (Fig. 8.12). Ces monazites ont été datées à 502 Ma et 488 Ma (Martelat et al. 2000), avec des teneurs en Th élevées (plus de 10% Th₂O en Wt%).



Figures 8. 12 : Lame de gneiss alumineux à Grenat Biotite et rares magnétites, riche en monazites en LPNA et détail en LPNA et LPA (monazites de plus de 700 microns). ZC de Beraketa.

Dans les zones homogènes à faible valeur de radionucléides (domaines Sud - Est, région Vohibory (ZC de Ampanihy, ou ZC d'Ejeda, Figs. 8.11), les taux maximum locaux de Th s'identifient également en morphologies linéaires, et s'ajustent en partie aux zones de cisaillements. Toutefois, au sein des zones de cisaillements majeurs (de 20 km de large), il existe des variations locales rapides de plus petites tailles, de 2 km de large par plus de 50 km de long. (Comme pour le cas de la ZC de Zazafotsy; Martelat et al., 2000 ; ou entre les anorthosites d'Ankafotra et de Saririaka ; Figs. 8.11)

Dans la zone de cisaillement d'Ejeda on observe également la localisation d'anomalies linéaires corrélées à la ZC avec une dominance des valeurs les plus faibles (bleu, Fig. 8.11b).

Il existe donc de fortes variations de la concentration en Th perpendiculairement aux ZC, passant brutalement des valeurs les plus élevées aux valeurs les plus faibles. Pour mieux comprendre ces variations, nous avons réalisé au sein de la ZC de Zazafotsy une série d'analyses sur roche totale et traces, de roches quartzo - feldspathiques les plus identiques sur le plan lithologique (macroscopiquement et microscopiquement). Ces roches sont à quartz, plagioclase type oligoclase, et feldspaths perthitiques, avec peu d'autres minéraux (essentiellement des oxydes). Elles sont parmi les moins alumineuses (rares biotites), les moins migmatitiques, et seule une roche (FD14620-C) est très légèrement différente, contenant de l'Orthopyroxène. Les roches montrent des compositions granitiques avec des teneurs en K₂O entre 4 et 5 wt% (tableau : 8.6, Fig. 8.13).

Tableau 8.6 : Analyses des majeurs et des traces réalisées à l'Université de Strasbourg (ICP du CGS de Strasbourg). Oxydes en Wt%, élément en ppm. Sont soulignés en gras les valeurs de th > à la moyenne de croûte continentales (>10,3 ppm).

N° Echant	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Pb	Th	U
B2IH11	74,00	4,74	1,00	24,0	0,0	0,1
B213	75,00	4,63	1,00	23,5	0,3	0,1
B211	76,00	4,26	1,00	23,8	0,4	0,1
FD-73	68,00	5,96	4,20	29,3	0,6	0,4
B3IH11	71,00	5,00	4,50	44,0	1,6	0,7
B214	71,00	4,76	5,30	64,7	1,8	1,2
FD-20A	77,00	4,22	1,90	18,9	4,3	1,1
FD-17B	73,00	3,71	3,80	20,3	4,6	1,0
IH13	72,00	4,95	2,80	25,9	4,8	0,7
IH17	74,00	4,54	4,20	19,6	5,9	0,9
FD-20	76,00	4,43	2,40	23,1	6,0	1,3
GRT-D	74,00	3,31	4,60	47,2	6,8	2,0
B216	72,00	4,95	3,80	46,9	7,4	0,8
FD-17A	72,00	4,22	3,80	22,9	8,8	1,4
FD-10	75,00	3,26	4,50	27,3	12,5	0,7
FD-20C	53,00	2,11	7,20	22,5	19,8	0,6
FD-11	76,00	3,25	5,20	24,4	19,9	2,1
B212	74,00	3,50	4,90	22,5	20,1	1,3
FD-21	76,00	2,46	4,30	51,6	40,7	1,1

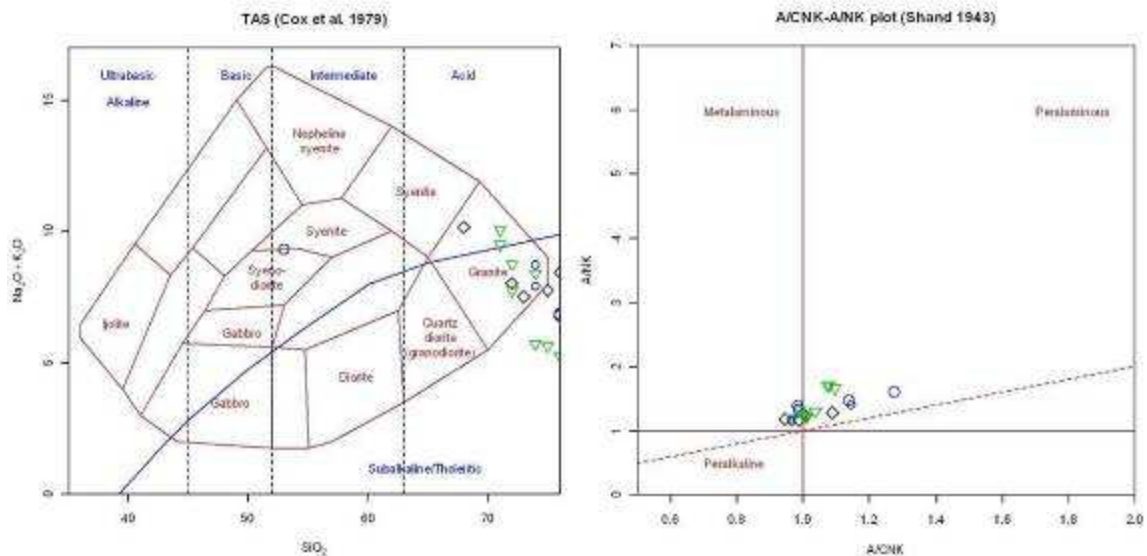


Figure 8.13 : (a) à gauche, **diagramme de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2** . (b) à droite, **diagramme de Shand, (1843)**. L'ensemble des roches sont à caractère granitique avec un trend montrant des valeurs relativement fortes $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, une roche montre des teneurs en SiO_2 compatibles avec une composition syénitique.

La roche FD-20C (tableau 8.6) montre un caractère syénitique (7,2 wt% de K_2O pour une teneur en SiO_2 la plus faible du groupe de roche), ce qui est compatible en termes de signal spectrométrique avec la présence possible de roches ultra- potassiques dans les zones de plus fortes teneurs de K (en bleu sur la Fig. 8.14b). Les roches analysées sont également alumineuses (méta-alumineuse à peralumineuse). On remarque que ces roches ont des teneurs variables en U, Th, et K, avec une relative corrélation $\text{K}_2\text{O} - \text{Th}$ (Fig. 8.15). Elles sont, pour certaines, relativement riches en Th, avec des valeurs supérieures à la moyenne de la croûte continentale (> 10,2 ppm de Th).

La comparaison des roches FD20 (FD 20A, FD-20C, et FD-20, tableau 8.6) montre que des variations des teneurs de Th peuvent avoir lieu à l'échelle de l'affleurement (de 4,3 - 6 à 19,6 ppm de Th), et sont corrélées avec d'autres modifications comme l'augmentation modale de l'Orthopyroxène, et la baisse de la teneur en SiO_2 .

En comparant ces valeurs à leur position géographique, il est difficile de réaliser une corrélation directe. Toutefois, et pour une lithologie comparable, les zones à faible teneur en Th (en bleu, Fig. 8.14a) correspondent aux échantillons B2IH11, B3IH11, B211, B213, B214, et FD73, et sont situées dans la zone la moins déformée. Les roches aux fortes concentrations (supérieures à la moyenne de la croûte continentale ≈ 10 ppm Th) sont les roches les plus transposées situées dans la ZC de Zazafotsy. La plus forte valeur de Th est de 40,7 ppm (FD21, tableau 8.6), mais nous n'avons pas échantillonné exactement les roches qui montrent le signal spectrométrique le plus fort ; mais des valeurs supérieures sont envisageables.

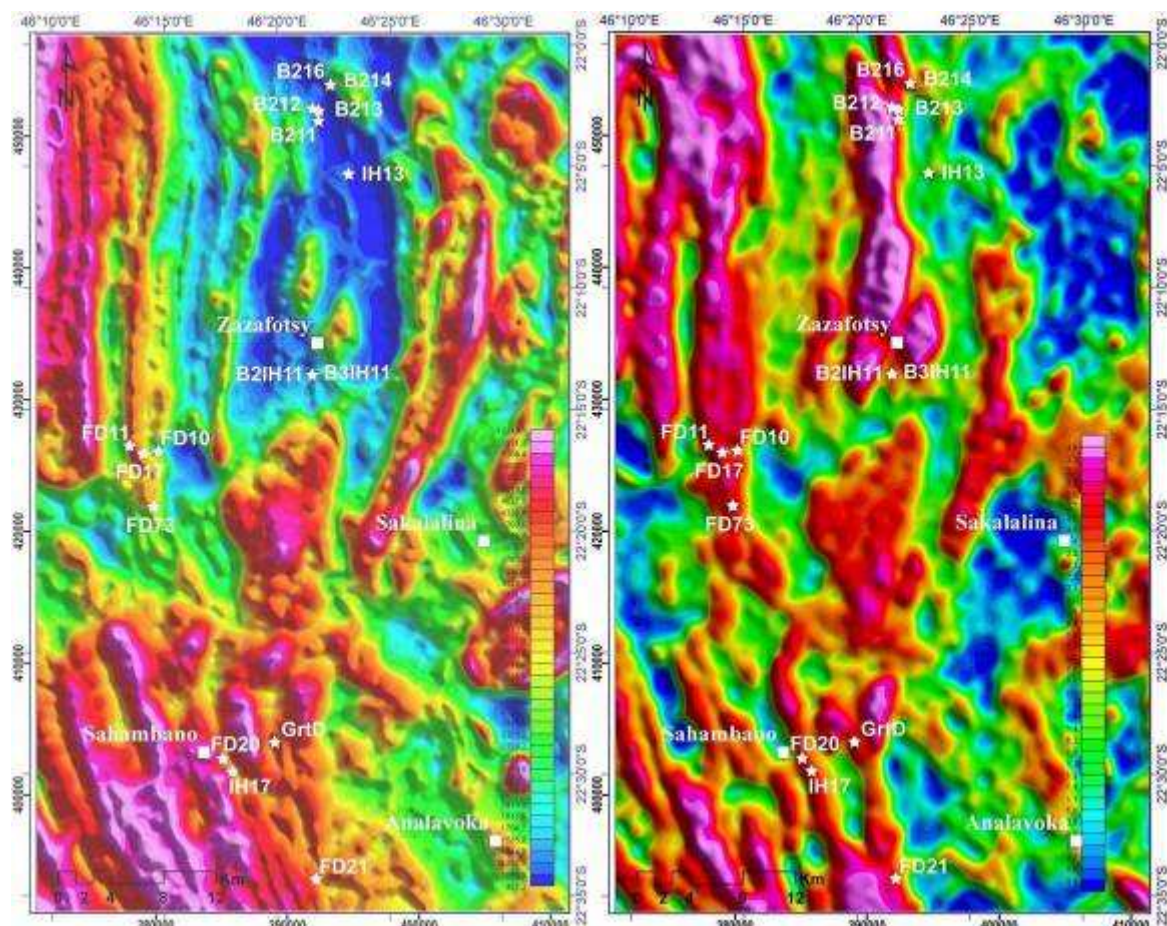


Figure 8.14 : (a) à gauche, **carte du Th**. (b) à droite, **carte du K**, avec localisation des échantillons du tableau 8.6.

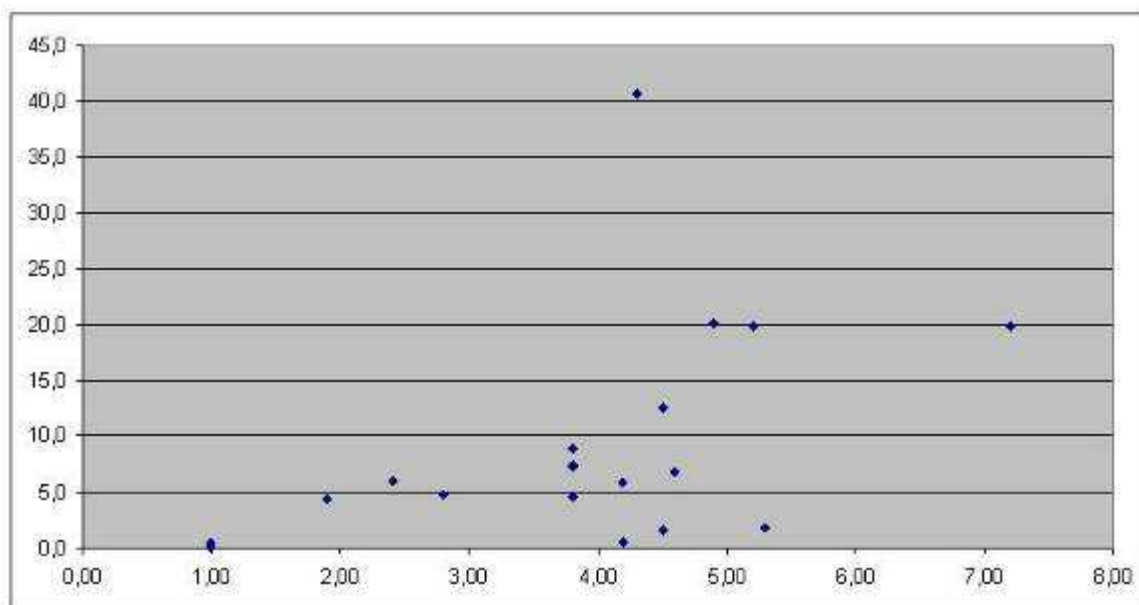


Figure 8.15 : Corrélations, Th en ppm versus K_2O , en poids d'oxydes (tableau 8.6).

En faisant abstraction des valeurs faibles qui soulignent les alluvions et la faille orientée N 115°, les variations de Th sont compatibles avec la direction de la ZC majeure. Au sein de la ZC de Zazafotsy, on observe des variations brutales de la teneur en Th, sur la centaine de mètres, avec les valeurs les plus hautes à l'Ouest et les valeurs les plus faibles à l'Est. Ces

variations à différentes échelles sont compatibles avec les fortes circulations de fluides et de magma corrélées aux ZC (Pili, 1997 ; Pili et al., 1997a ; Pili et al., 1997b) qui vont pouvoir, soit enrichir, soit appauvrir les roches en éléments radioactifs (Andreoli et al., 2006 ; Fig. 8.3) ; ceci à l'échelle de l'affleurement comme à l'échelle régionale. Et si les circulations, avec concentrations en Th, sont d'échelles kilométriques au sein de la ZC (alignement sur plus de 10 km en largeur), elles semblent très localisées (sur 1 km de large).

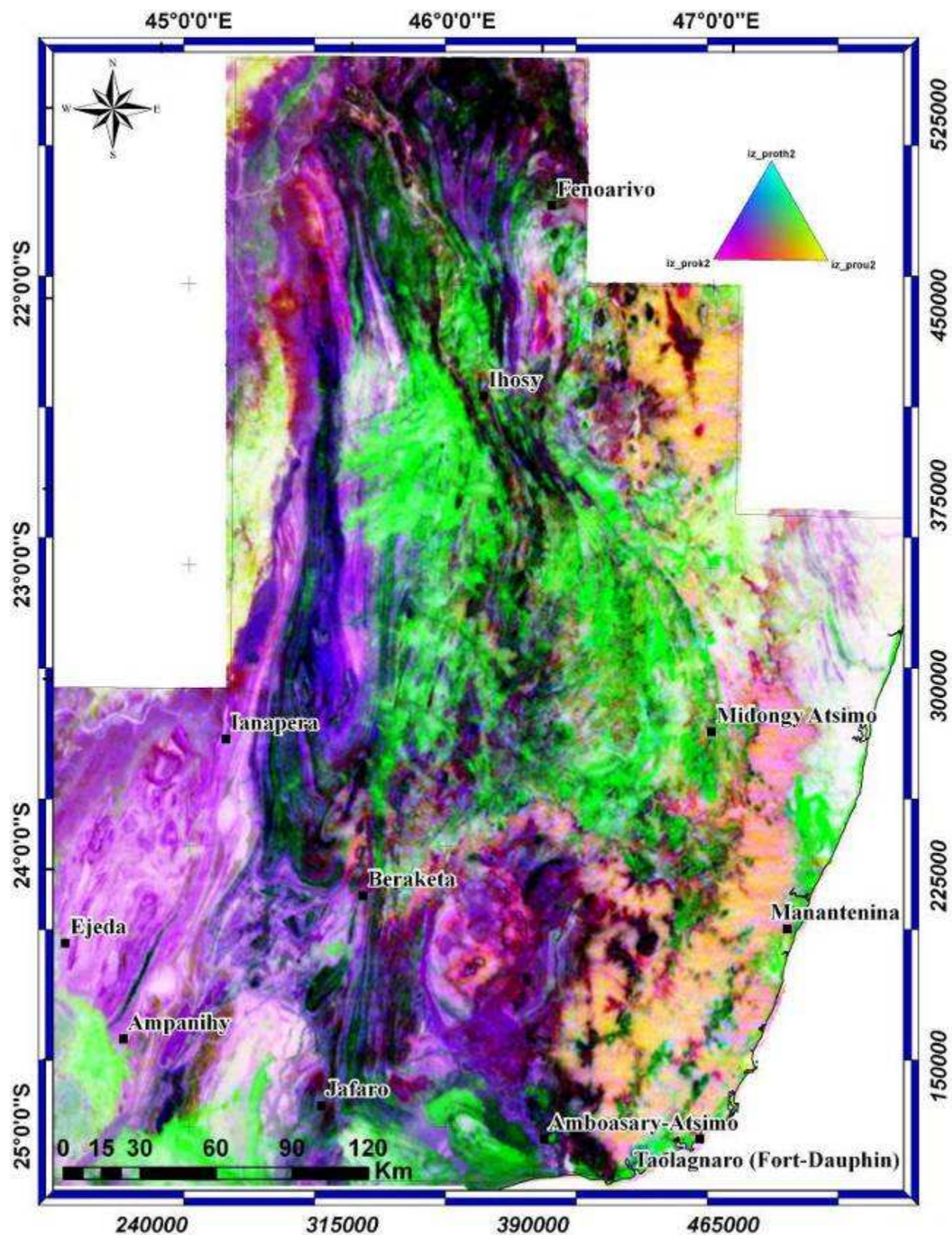
Par ailleurs, il n'existe pas de relation simple entre la concentration du Th et du K. Toutefois, les zones relativement riches en K sont également riches en Th (Figs. 8.14). Ce qui semblerait être un caractère magmatique, car les deux éléments sont incompatibles.

8.3.4- Identification d'ensembles lithologiques par imagerie ternaire et de classes d'entités

Nous avons vu que des ensembles lithologiques peuvent s'identifier comme les alluvions ou les roches ultrapotassiques (à l'échelle régionale, les granites Anosyens du Sud – Est). Il devrait donc être possible d'identifier des ensembles lithologiques homogènes.

La composition ternaire en YMC (yellow – magenta – cyan) des bandes respectives U, K, et Th (images prétraitées), donne des restitutions graphiques (Fig. 8.16a) qui sont systématiquement utilisées pour identifier les ensembles lithologiques (IAEA 2003; Green et al. 1988; Dickson et al., 1996; Dickson et al., 1997; Dickson et al., 2000; Dickson, 2004; Büyüksaraç, 2007 ; Onal, 2008 ; McPhar, 2006). Sur cette carte U – Th - K on identifie très clairement le massif de l'Andringitra. Le massif de l'Androy n'apparaît pas sur cette image car il correspond à des épanchements basaltiques d'épaisseur variable.

A partir de cette image, j'ai réalisé des filtres adaptatifs de type ACP (analyse en composantes principales, disponible sous arcGIS), qui permet d'identifier les composantes principales de l'image et d'individualiser des ensembles (Fig. 8.16b).



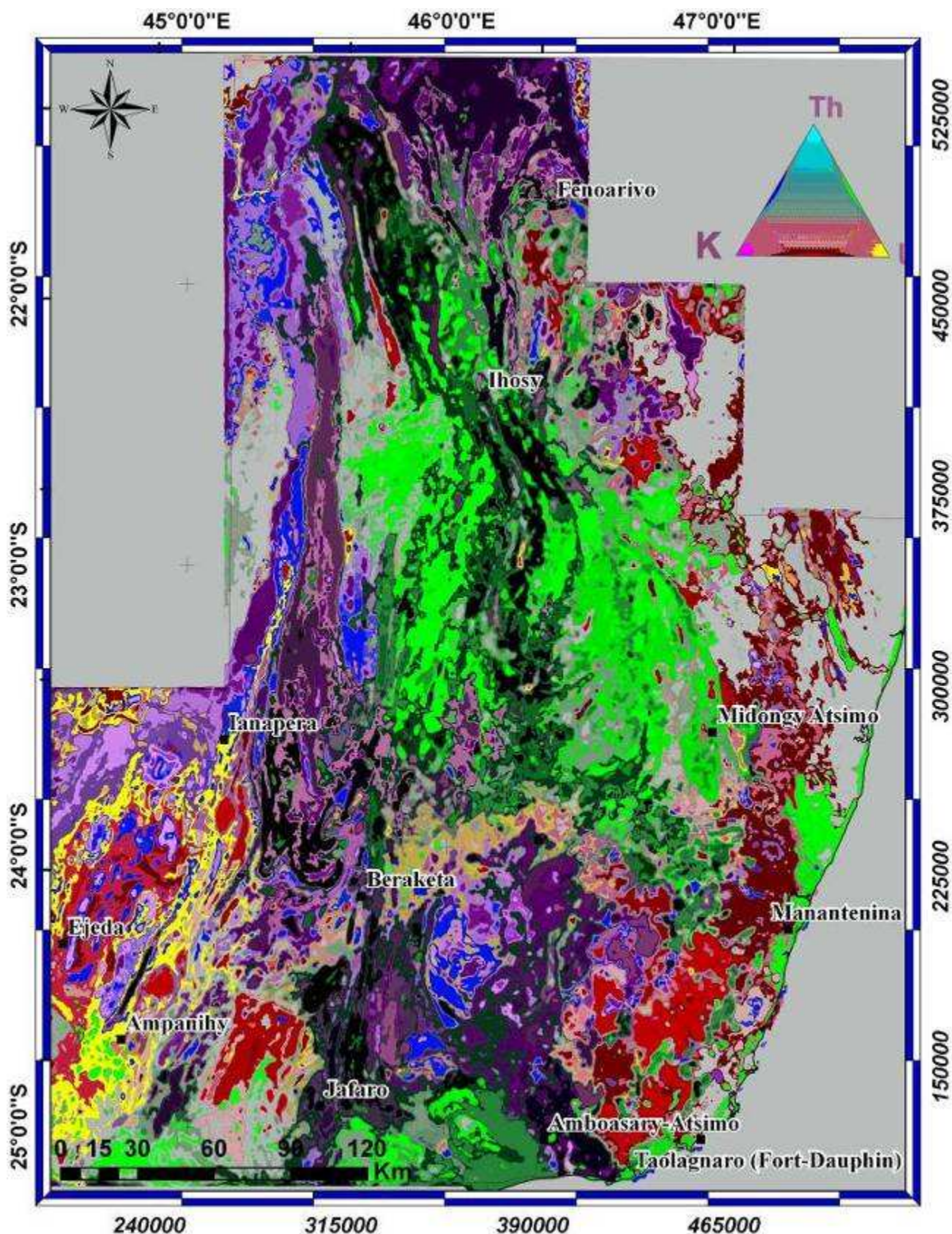


Figure 8.16 : (a) page précédente, composition ternaire en CMY des images U, Th, et K (prétraitées). (b) en haut, résultat du filtrage ACP de l'image. On remarque que l'ACP permet d'individualiser des ensembles: les latérites argileuses en vert clair, le système Androyen (Besairie, 1970) en un ensemble de vert sombre, de noir et de rose violacé ; les granites en rouge ; les syénites en violet sombre ; et les leptynites en gris.

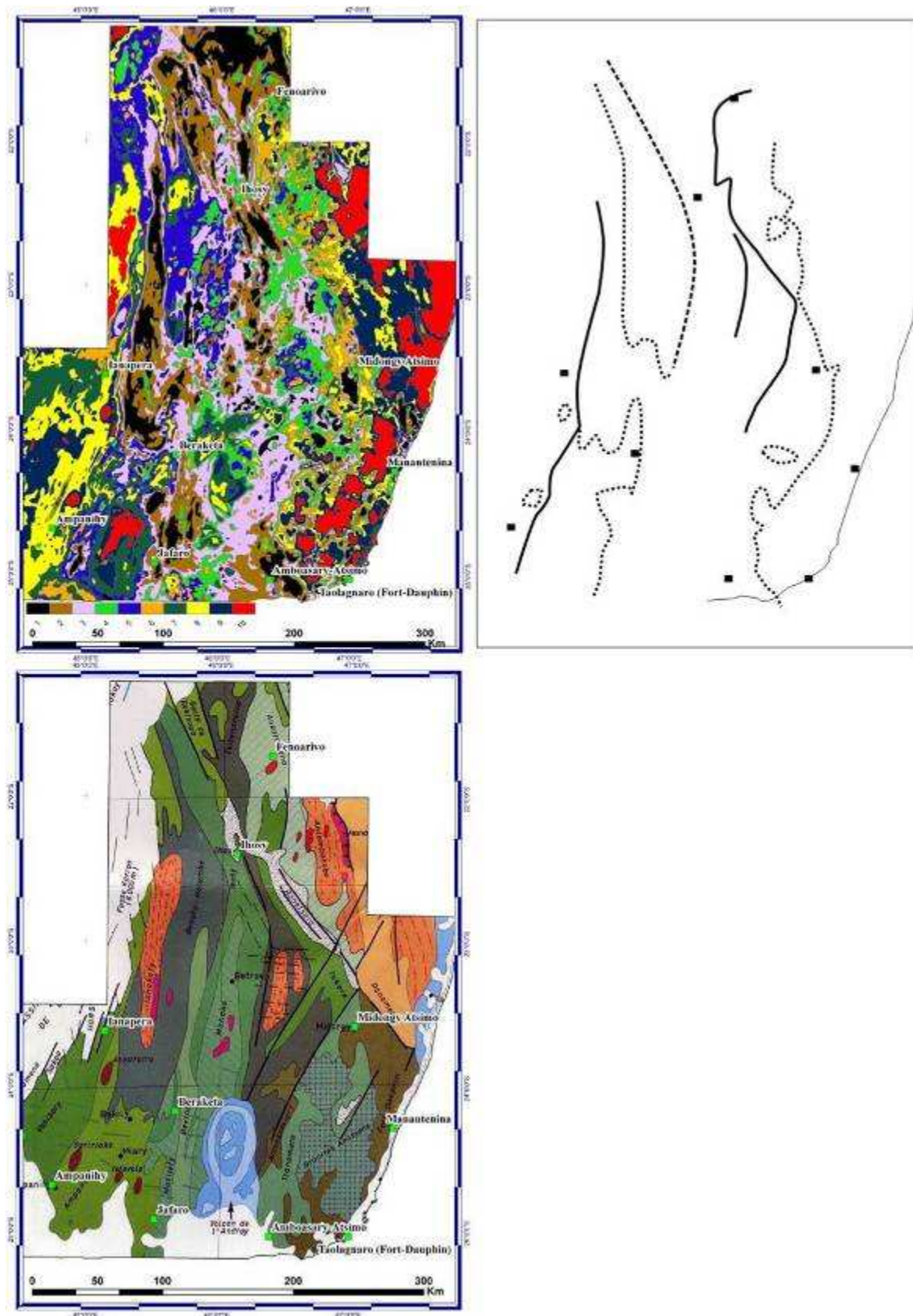
Il est notable que, inversement au système de couleur : red, green, blue (RGB), sur un système : cyan, magenta, yellow (CMY, Figs. 8.17), la couleur noire correspond à un taux de 100% de chaque valeur (100% de U, 100% de Th, et 100% de K) et la couleur blanche correspond ainsi aux valeurs minimales (l'équivalent de 0% de chaque). A noter également que sur la légende ternaire (exemple des Figs. 8.16), les deux valeurs : maximale et minimale, se trouvent sur un point au centre du triangle équilatéral représentatif du système CMY (donc indécélable à l'œil nu).



Figure 8.17 : Représentation des systèmes de couleur CMY (capture ADOBEcs2), (a) à gauche, **CMY valeurs maximales** (100%) ; (b) à droite, **CMY valeurs minimales** (0%) ; le K (black) est maintenue à 0%.

L'image ternaire filtrée par ACP (Fig. 8.16b) est décomposée automatiquement par classification non supervisée en 10 classes (Fig. 8.18a, à partir du logiciel Adobe Illustrator CS2). On remarque qu'à cette échelle, la différenciation en 10 classes permet une délimitation simple d'ensembles, et on observe que les limites interprétées ne correspondent pas aux limites lithologiques établies précédemment dans les cartes 1/500 000 (Fig. 8.18c ; Hottin, 1972).

En effet nous n'avons pas vraiment de limites nettes. A la différence des cartes géologiques, la figure 8.18a montre que l'on n'observe pas de limite Est – Ouest majeure. Toutes les classes qui présentent une surface importante sont clairement très allongées dans la direction Nord - Sud et se prolongent de part et d'autre de la limite de la « faille » de Ranotsara. S'il existe une telle correspondance Nord - Sud, le déplacement senestre le long de la déflexion N 157° serait alors de l'ordre de 100 km.



Figures 8.18: En haut : (a) à gauche, **classification des données en 10 classes**, (b) à droite, **interprétation en ensembles homogènes**, (c) en bas, **carte géologique** (Hottin, 1972).

A partir des différentes classes obtenues des images ternaires U - Th - K, je me propose d'effectuer une étude statistique des classes de lithologie. La région du Vohibory (Sud - Ouest § 3.2.3.3, partie A), est un bon exemple de test des relations entre ensembles lithologiques et signatures spectrales.

En effet, cette dernière a fait l'objet de nombreuses études dont l'incroyable travail de Noizet (1969), où sont identifiés en détail des ensembles lithologiques (Fig. 8.19a), des minéralisations à graphites (5.19b), et une limite tectonométamorphique majeure au niveau de la ZC d'Ampanihy (Fig. 8.20). Cette dernière constitue un domaine de mélange qui met en contact des domaines structuraux différents (Martelat et al., 1997 ; Martelat et al. 2000 ; de Wit et al., 2001).

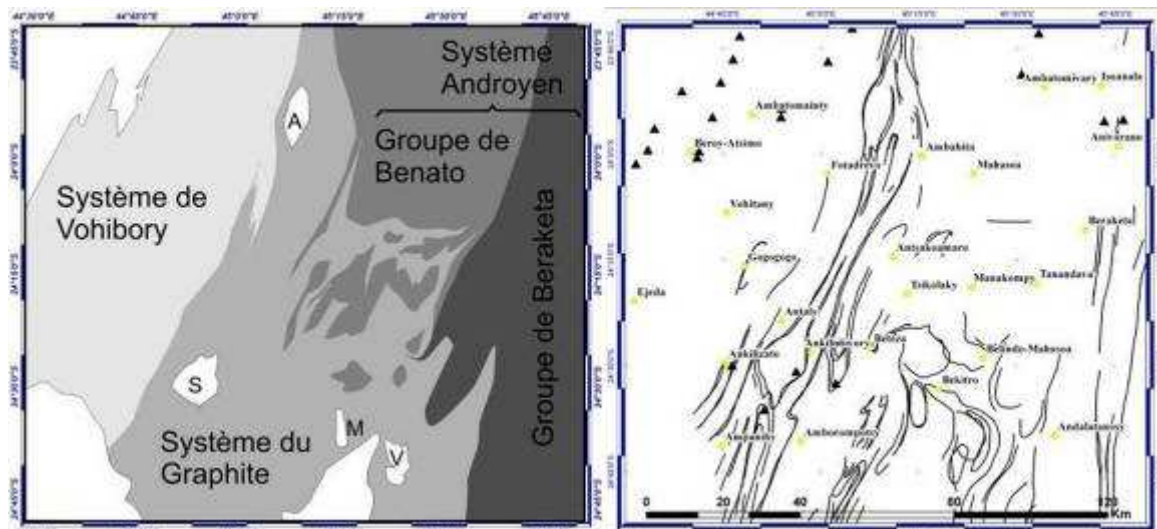


Figure : 8.19 : (a) à gauche, **carte géologique simplifiée**, réalisée à partir de la carte de Noizet (1969). A, S, M, V: anorthosite de Ankafotra, Saririaky, Manamabahy, Volovolo). (b) à droite, **carte des indices de graphite et charbon**, en tiret et triangle noir (Bésairie, 1970)

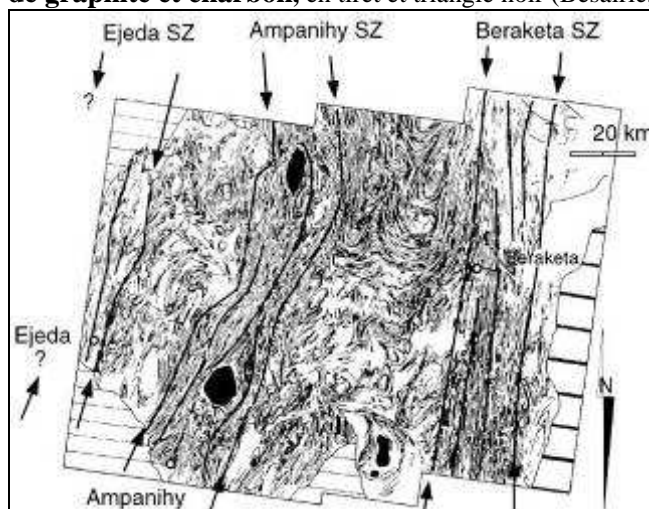


Figure 8.20 : Trajectoire de foliation et limites de zone de cisaillements
(Martelat et al., 2000)

Si l'on imagine un modèle simple de deux ensembles géologiques (M1, M2) associés cartographiquement à d'autres entités (1, 2, 3, 4, 5), qui peuvent être des klippes, des fenêtres, des necks, des granites sécants, etc.... (Fig. 8.21a : Pour que M1 et M2 soient de grands domaines, ces derniers doivent représenter les plus grandes surfaces, Fig. 8.21b). Par ce simple critère, on doit pouvoir identifier les « grands domaines » M1, M2.

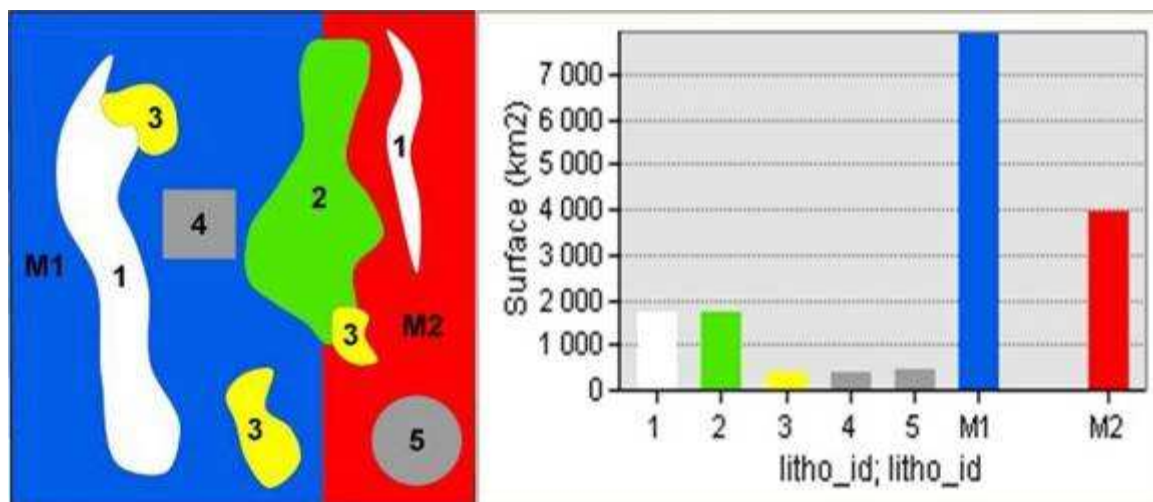


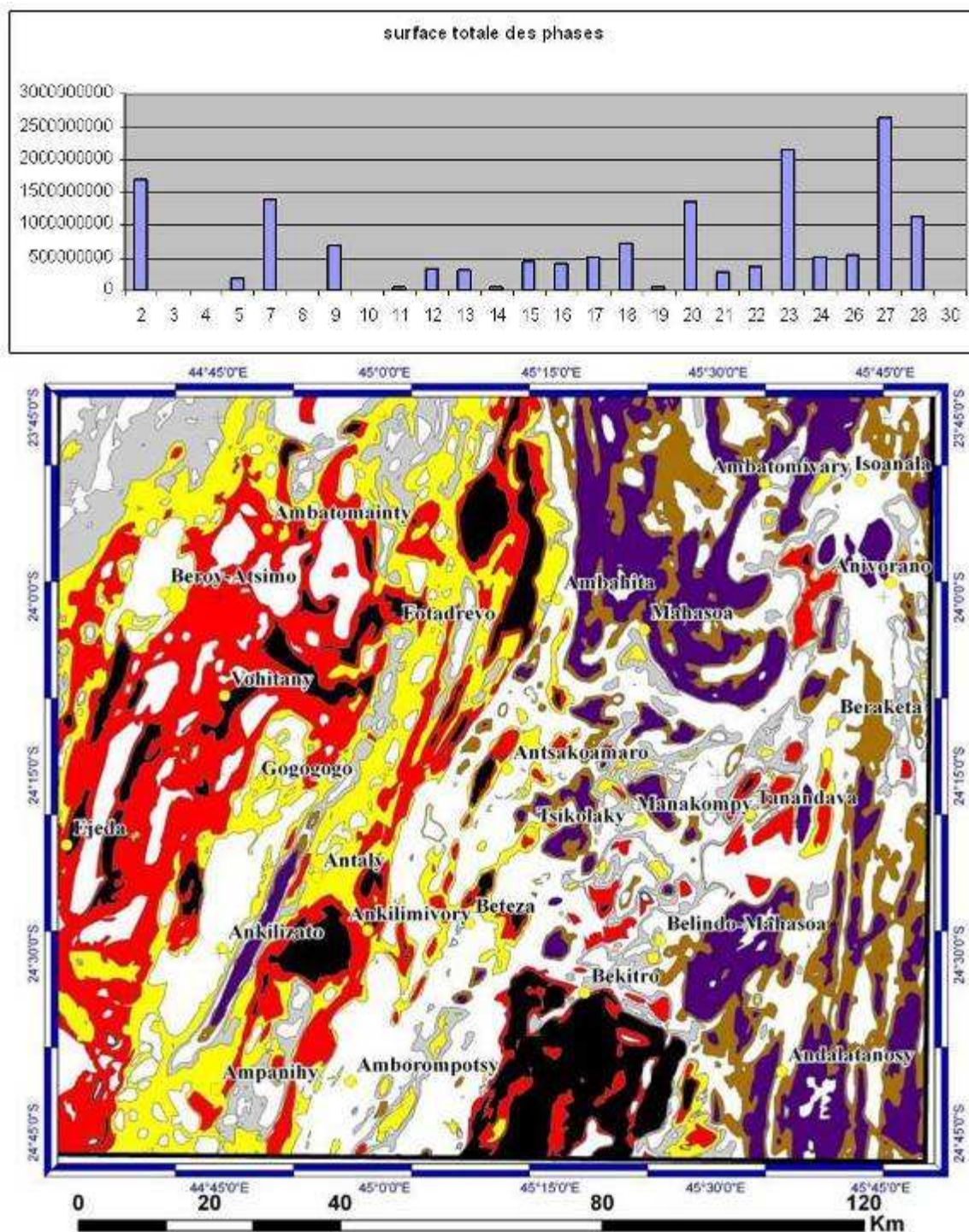
Figure 8.21 : (a) à gauche, carte simplifiée du modèle géologique, (b) à droite, histogramme de surface (totale) des polygones.

Ainsi, sur l'image ternaire et son ACP (Fig. 8. 16b), j'ai identifié 26 classes. Sur ces classes, j'ai appliqué l'analyse des surfaces (méthode décrite ci-dessus) ; et à partir des résultats (histogramme de surface, Fig. 8.22a), j'identifie les grands ensembles qui sont les classes 2, 7, 20, 23, 27, 28 (Fig. 8.22b), qui possèdent les plus grandes surfaces.

Sur l'image simplifiée des grands domaines (Fig. 8.23) identifiés par la méthode décrite ci-dessus, j'observe 3 ensembles de couleurs imbriquées :

- (i) L'ensemble en rouge correspondrait plus ou moins à l'ensemble du Vohibory.
- (ii) Le jaune et le vert seraient situés sous le Vohibory et correspondraient plus ou moins au système du graphite.
- (iii) Et l'autre grand ensemble en bleu pourrait être le système Androyen

Mais des difficultés apparaissent pour faire correspondre mes « limites d'unités » (bleu, jaune-vert, et rouge) avec les limites lithologiques ou tectoniques. Je pense que les auteurs ont essayé d'identifier des ensembles lithologiques dans l'optique de caractériser des limites ponctuelles : soit pour faire des ensembles lithostratigraphiques (comme le cas de Noizet, 1969 ; et l'école de Bésairie, de 1960 à 1978) ; soit pour identifier des discontinuités majeures comme des chevauchements.



Figures 8.22 : (a) en haut, **histogramme de surface totale des classes de polygones.** (b) en bas, **carte réduite aux ensembles de classes qui possèdent les plus grandes surfaces:** 2 (violet), 7(marron), 20 (gris), 23(jaune), 27 (rouge) et 28 (noir).

On voit bien que ces limites ne sont pas nettes, et peu claires. Elles dépendraient des critères pris en compte. Et dans mon cas, j'observe que d'une part, les minéralisations à graphite ne correspondent pas au système du graphite, mais sont relativement réparties dans l'ensemble de ces grands domaines. Nicollet (1988) et Martelat (1998) soulignent que les

métabasites apparaissent de part et d'autre de la ZC d'Ampanihy et qu'ils disparaissent graduellement en se déplaçant vers l'Est.

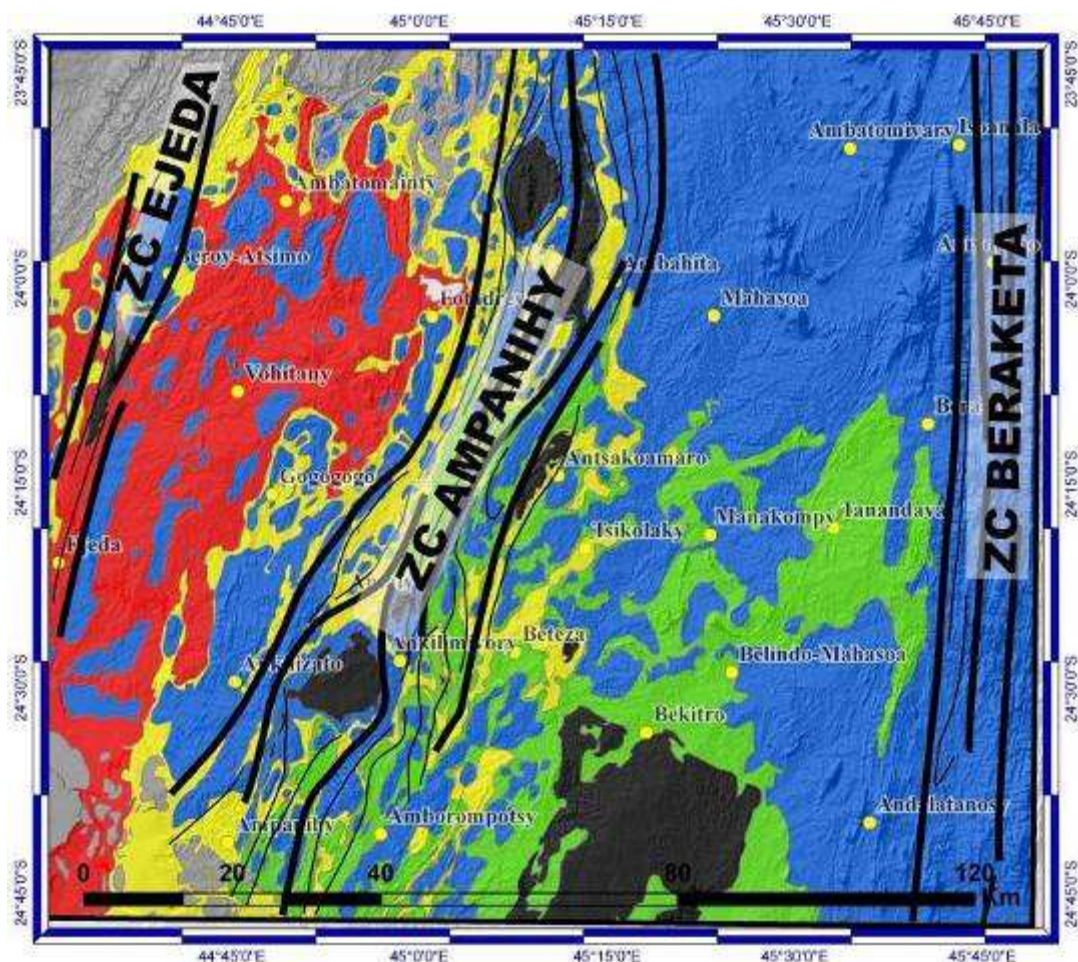


Figure 8.23 : Carte interprétative des grands ensembles lithologiques (en noir les anorthosites et les bancs sableux).

De plus, nous travaillons dans un système de déformation ductile de grande taille (kilométrique), avec à la fois des mouvements de matière verticaux (vers le bas ou vers le haut ; Cagnard et al., 2006 ; Chardon et al., 2009 ; Jayananda et al., 2006). La mise en place de roche magmatique et des minéralisations fluides pervasives ou localisées peut ainsi modifier localement la lithologie. Les minéralisations à graphite existent de manière localisée (ZC de Ejeda, ZC d'Ampanihy, et ZC de Beraketa) ou pervasives entre la ZC d'Ampanihy et la ZC de Beraketa (en jaune sur Figs. 8.22 – 8.23). Ainsi, on observe une imbrication lithologique par transposition tectonique et une complexification par apport de magma et circulation de fluides pervasives (ou localisées).

8.4- Conclusions intermédiaires

- (i) Les latérites et les bassins sableux sont à déficit de Th, ils sont abondants à Madagascar. Ils masquent le signal spectrométrique des lithologies sous-jacentes.
- (ii) Des ensembles cartographiques présentent des signatures spectrales homogènes, mais nous n'identifions pas les domaines tectonométamorphiques définis précédemment au sud de Madagascar.
- (iii) Nous identifions de nouveaux domaines ultra-potassiques, de signature spectrale équivalente aux syénites du pic Boby, et qui se trouvent à l'Est de Zazafotsy et entre Sakamena et Sahambano.
- (iv) Les métasédiments alumineux (comme les gneiss à 7 phases décrits par Nicollet, 1988) sont les roches les plus riches en Th. Comparativement, le fond cartographique gneissique quartzo - feldspathique est plus pauvre en Th.
- (v) Les ZC ne sont pas localisées au sein des métasédiments alumineux, mais dans les roches quartzo - feldspathiques.
- (vi) Nous identifions des anomalies linéaires de concentration en Th qui correspondent aux ZC riches en monazites, xénotymes et uranothorianites (qui peuvent exister en gisement exploitable).
- (vii) Si l'on considère le caractère incompatible du Th, il peut être un marqueur cartographique de la position des magmas. Ainsi, pour une lithologie comparable (même fertilité), la concentration en Th est un indicateur potentiel de la fusion. Au sein du fond quartzo feldspathique l'augmentation de la teneur en Th localisée au ZC souligne la concentration des magmas au sein de la ZC. Les ZC localisent donc la fusion. Les métasédiments ont une teneur en Th élevée qui est un caractère hérité, ils correspondent à des zones moins fondues.

9- Analyse des données aéromagnétiques

Les variations des caractéristiques magnétiques, de la susceptibilité ou de l'intensité du champ magnétique, correspondent à un signal qui intègre les propriétés magnétiques des roches sur environ 15 mètres de profondeur. Des données aéromagnétiques sont disponibles à Madagascar depuis les années 70. Elles ont notamment été utilisées localement pour l'étude des bassins sédimentaires (horsts et grabens) et l'identification des principales lignes structurales.

La faille de Ranotsara, de direction N 140°, est mise en évidence, en partie, grâce aux données aéromagnétiques, par Besairie (1970) et Bazot (1975), qu'ils limitent en largeur à 30 km. Ils mettent en évidence aussi des failles de direction N 20° (réseau de fractures associées à Ranotsara).

Je me suis particulièrement intéressé aux données récentes acquises en 2005 (annexe 6).

9.1- Données magnétiques terrestres

Une aiguille d'acier non aimantée s'orientera dans une direction caractéristique du champ magnétique terrestre. Ce vecteur champ se caractérise par une composante horizontale (\mathbf{B}_{hle}), une composante verticale (\mathbf{B}_{vle}); l'inclinaison (\mathbf{I}), la déclinaison (\mathbf{D}), et son intensité \mathbf{B} (Fig.9.1).

(i) La déclinaison magnétique (\mathbf{D}) se définit par l'angle que fait un axe du centre de la terre passant par le Nord magnétique avec l'axe de rotation de la Terre (l'angle que forme la boussole avec le nord géographique).

(ii) L'inclinaison magnétique (\mathbf{I}) correspond à l'angle entre le vecteur champ (\mathbf{B}) et la surface de la Terre.

Dans les deux cas (i, ii), l'angle est compté négativement dans le sens de l'aiguille d'une montre. Cette inclinaison peut gêner la mesure sur boussole. Notons qu'elle est de -58° à Madagascar et de +60° en France, ce qui rend difficilement utilisable les boussoles françaises à Madagascar, il faut alors utiliser des boussoles « sèches » universelles.

(iii) La composante magnétique verticale (\mathbf{B}_{vle}) est la projection du champ sur un axe vertical. Elle est comptée positivement vers le bas.

(iv) La composante magnétique horizontale (\mathbf{B}_{hle}) est la projection sur une surface horizontale du champ. Elle est toujours positive. Elle se décompose en : (\mathbf{B}_x), la composante suivant l'axe du méridien Nord-Sud géographique, qui est comptée positivement vers le Nord ; et (\mathbf{B}_y), la composante suivant les latitudes géographique, qui est positive vers l'Est.

(v) L'unité de mesure fondamentale de l'intensité de l'induction magnétique \mathbf{B} est le **nT** (nanoTesla, en système d'unités international SI), ou **G (gauss)**, en système CGS /Centimètre, Gramme, Seconde), tableau 9.1.

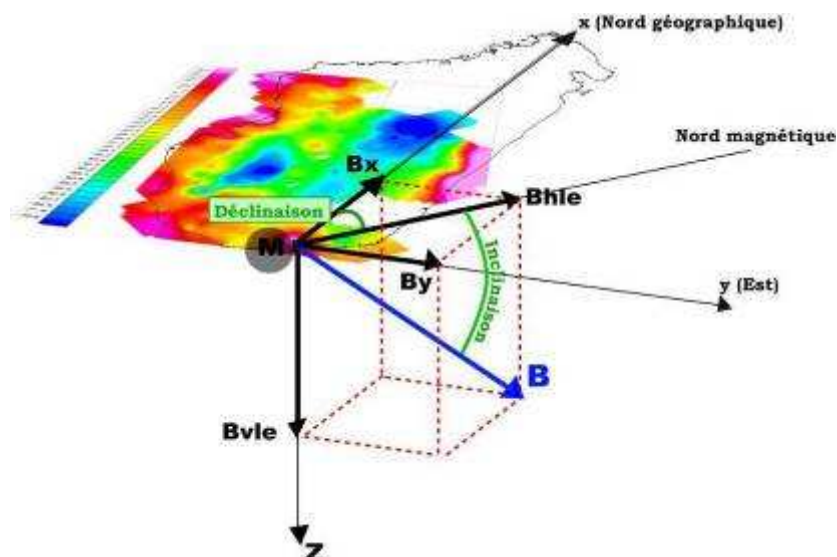


Figure 9.1 : Composantes du champ magnétique terrestre, Le repère (XYZ) est porté sur l'ellipsoïde de référence du système mondial WGS84.

Tableau 9.1 : Les unités et facteurs de conversion en magnétisme, (Blakely, 1995). Ce tableau montre bien la différence entre l'aimantation induite et l'induction magnétique.

	<u>Unité cgs</u>	<u>Unité SI</u>	<u>Conversion</u>
Induction magnétique (B)	gauss (G)	tesla (T)	1 gauss = 0.0001 T
	gamma (*)	nanotesla (nT) (**)	1 gamma (*) = 1 nT (**)
Aimantation induite (M ou J)	gauss (G) (***)	A/m	1 gauss (***) = 10^3 A/m
Champ magnétique (H et H')	oersted (Oe)	A/m	1 oersted = $10^3 / 4\pi$ A/m

(*) 1 gamma = 10^{-5} gauss

(**) 1 nanotesla = 10^{-9} tesla

(***) aussi appelé emu/cm³

9.2- Nature du signal magnétique (susceptibilité magnétique des minéraux et des roches)

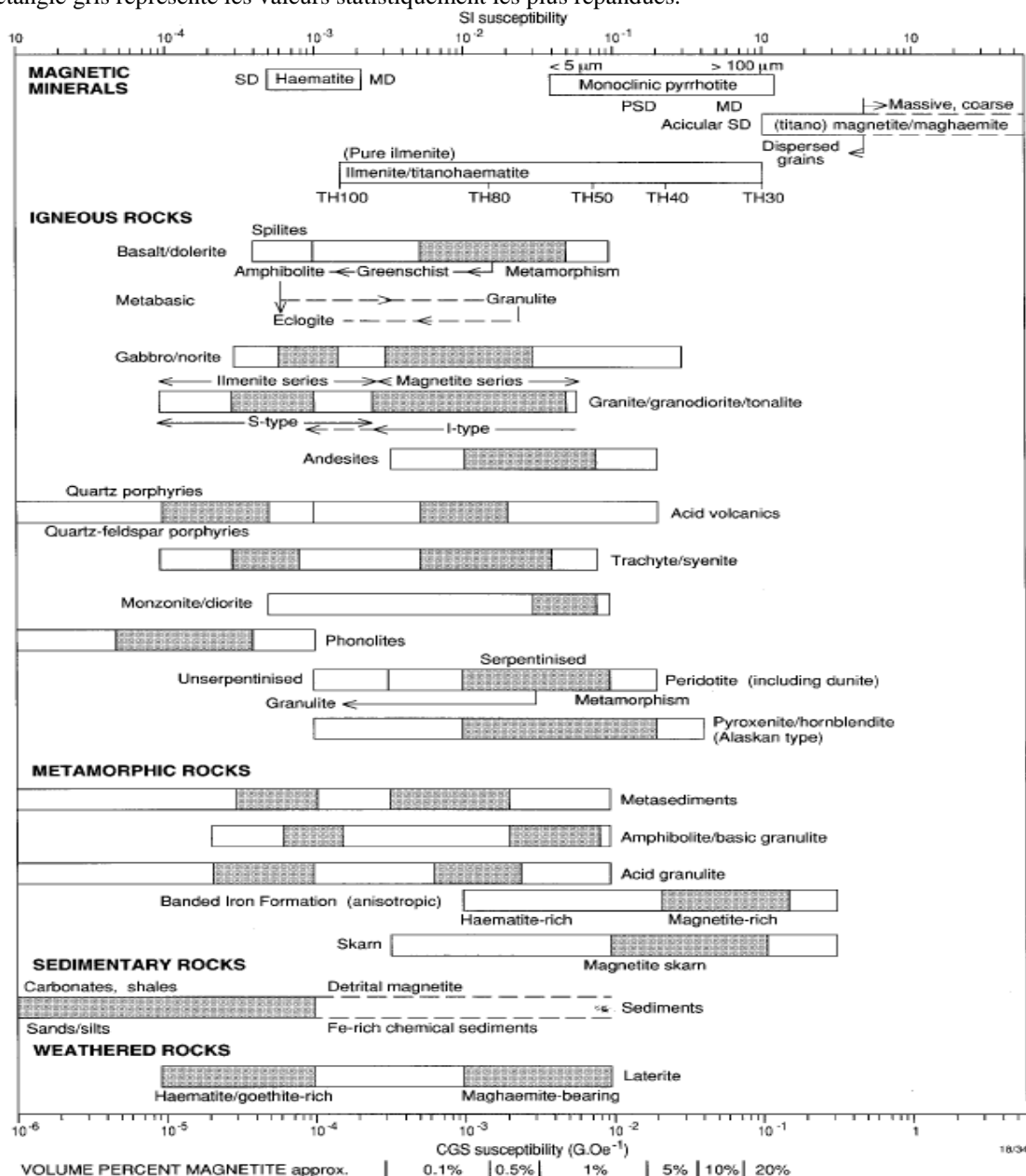
Suivant leurs propriétés magnétiques, les minéraux peuvent être soit diamagnétiques, soit paramagnétiques. Une matière est dite diamagnétique lorsqu'elle a une susceptibilité négative. Les matériaux qui ne sont pas diamagnétiques sont appelés paramagnétiques. Les matériaux diamagnétiques les plus communs sont le graphite, le quartz, l'orthoclase, la calcite et le gypse. Les oxydes, ainsi que les minéraux associés au fer, contrôlent le signal magnétique positif (tableau 9.1, Clark, 1997; García et al., 2006). On observe également que des tendances sont visibles : les marbres présentent de faibles valeurs de susceptibilité magnétique alors que les roches basiques présentent de fortes valeurs.

Ainsi, à partir d'une base de données géologiques, et d'une grille de valeurs de susceptibilité magnétique, on peut établir des statistiques (ou log) regroupant les roches et minéraux de même induction magnétique (tableau 9.2). Mais ces valeurs peuvent être étalées, et une granulite acide peut ainsi présenter des valeurs équivalentes aux granulites basiques. Il est notable également que la latéritisation peut augmenter fortement le signal magnétique (Tableau 9.2).

Tableau 9.1 : Exemple de valeurs de susceptibilité magnétiques, (Hunt et al., 1995)

Rock/Mineral	Chemical Formula	Volume k (10^4 SI)
<i>Igneous Rocks</i>		
andesite		170,000
basalt		250–180,000
diabase		1,000–160,000
diorite		630–130,000
gabbro		1,000–90,000
granite		0–50,000
peridotite		96,000–200,000
porphyry		250–210,000
pyroxenite		130,000
rhyolite		250–38,000
igneous rocks		2,700–270,000
average acidic igneous rocks		38–82,000
average basic igneous rocks		550–120,000
<i>Sedimentary Rocks</i>		
clay		170–250
coal		25
dolomite		-10–940
limestone		2–25,000
red sediments		10–100
sandstone		0–20,900
shale		63–18,600
average sedimentary rocks		0–50,000
<i>Metamorphic Rocks</i>		
amphibolite		750
gneiss		0–25,000
granulite		3,000–30,000
phyllite		1,600
quartzite		4,400
schist		26–3,000
serpentine		3,100–18,000
slate		0–38,000
average metamorphic rocks		0–73,000
<i>Non-Iron-Bearing Minerals</i>		
graphite	C	-80–200
calcite	CaCO_3	-7.5–39
anhydrite	CaSO_4	-14–60
gypsum	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	-13–79
ice	H_2O	-9
orthoclase	KAlSi_3O_8	-13–17
magnesite	MgCO_3	-15
forsterite	Mg_2SiO_4	-12
serpentinite	$\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	3,100–75,000
halite	NaCl	-10–16
galena	PbS	-33
quartz	SiO_2	-13–17
cassiterite	SnO_2	1,100
celestite	SrSO_4	-16–18
sphalerite	ZnS	-31–750
<i>Iron-Bearing Minerals</i>		
garnets	$\text{A}_1\text{B}_2(\text{SiO}_4)_3$	2,700
illite	clay w/1.4% FeO, 4.7% Fe_2O_3	410
montmorillonite	clay w/ 2.8% FeO, 3.0% Fe_2O_3	330–350
biotites	$\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	1,300–2,900
siderite	FeCO_3	1,300–11,000
chromite	FeCr_2O_4	3,000–120,000
orthoferrosilite	FeSiO_3	3,700
orthopyroxenes	$(\text{Fe},\text{Mg})\text{SiO}_3$	1,500–1,800
fayalite	Fe_2SiO_4	5,500
olivines	$(\text{Fe},\text{Mg})_2\text{SiO}_4$	1,600
jacobsite	MnFe_2O_4	25,000
franklinites	$(\text{Zn},\text{Fe},\text{Mn})(\text{Fe},\text{Mn})_2\text{O}_4$	450,000
<i>Iron Sulfides</i>		
chalcopyrite	CuFeS_2	23–400
arsenopyrite	FeAsS	3,000
troilite	FeS	610–1,700
pyrrhotites	Fe_{1-x}S	460–1,400,000
pyrrhotite	$\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$	1,200
pyrrhotite	$\text{Fe}_{10}\text{S}_{11}$	1,700
pyrrhotite	Fe_9S_{10}	170,000
pyrrhotite	Fe_8S_9	3,200,000
pyrite	FeS_2	35–5,000
<i>Iron-Titanium Oxides</i>		
hematite	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	500–40,000
maghemite	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	2,000,000–2,500,000
ilmenite	FeTiO_3	2,200–3,800,000
magnetite	Fe_3O_4	1,000,000–5,700,000
titanomagnetite	$\text{Fe}_{2-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, $x=0.60$	130,000–620,000
titanomaghemite	$\text{Fe}_{1-x-2R}\text{Ti}_x\text{O}_{4-xR}$ $R=8/(8+z(1+x))$	2,800,000
ulvöspinel	Fe_2TiO_4	4,800
<i>Other Iron-Bearing Minerals</i>		
iron	Fe	3,900,000
goethite	$\alpha\text{-FeOOH}$	1,100–12,000
lepidocrocite	$\gamma\text{-FeOOH}$	1,700–2,900
limonite	$\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$	2,800–3,100

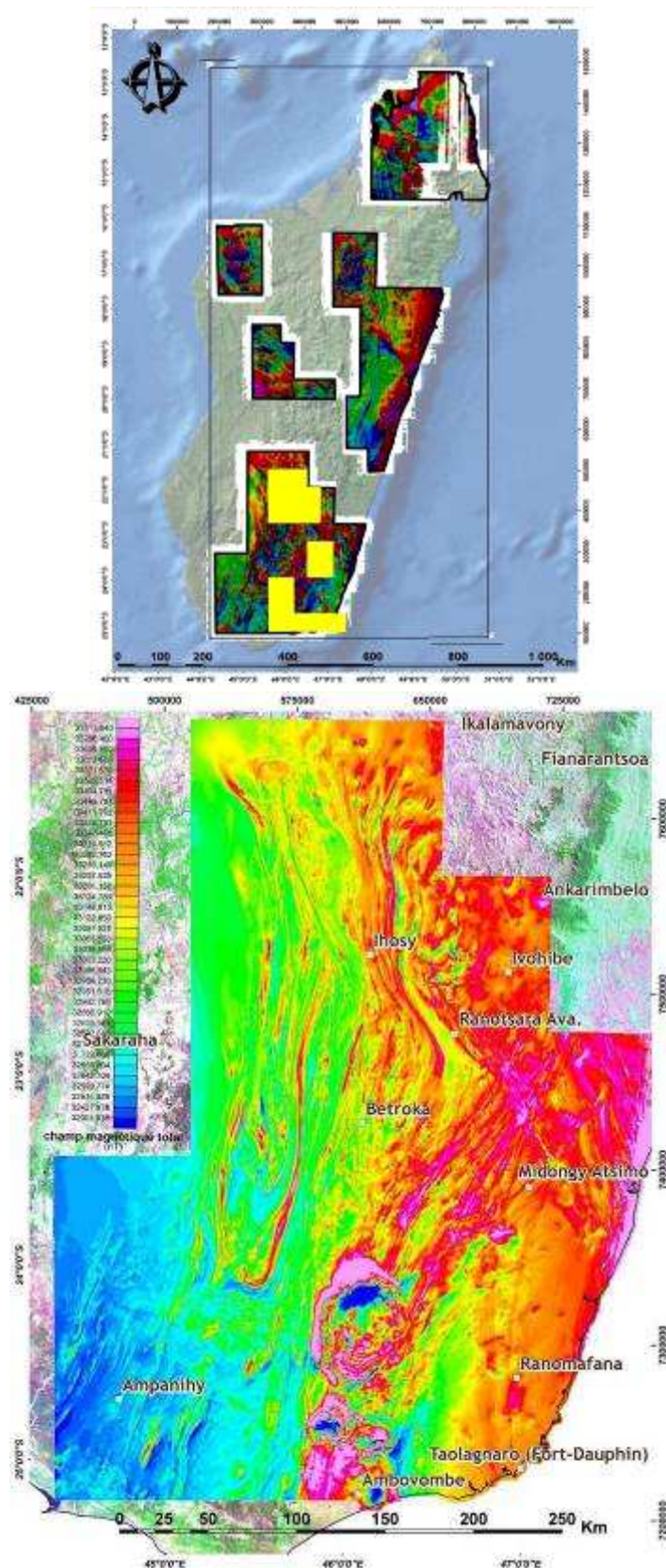
Tableau 9.2 : Exemple de Log de valeurs de susceptibilité magnétique des roches paramagnétiques, (Clark, 1997). Les rectangles présentent l'ensemble des valeurs trouvées, et le rectangle gris représente les valeurs statistiquement les plus répandues.



9.3- Traitement des données et interprétations géologiques préliminaires

9.3.1- Données aéromagnétiques

Comme les grilles de spectrométrie gamma, les données aéromagnétiques nous ont été également fournies par le PGRM. Les zones de couverture réalisées sont définies sur la figure 9.2. Les caractéristiques de vol sont les mêmes que pour les données de spectrométrie gamma (§ 8.3.1, annexe 6). Les données aéromagnétiques ont été fournies sous la forme de valeurs du champ total soustraites des effets diurnes (en unité cgs, et de format gdb « geodatabase »).



Figures 9.2: (a) en haut, **couvertures des zones de levées géophysique aéroportées**, disponibles sur site <http://www2.gaf.de/bpgrm/> (PGRM, 2006). Les cadres jaunes correspondent aux zones étudiées en détail en § 4, partie D. (b) en bas, **carte du champ magnétique total B du sud de Madagascar** corrigé des effets diurnes. On note sur cette image des structures linéaires ainsi que des domaines homogènes. Il existe une évolution des valeurs Est-Ouest du bleu au rouge.

9.3.2- Interpolation des données, grilles d'images

La représentation cartographique des données, ainsi que les traitements ultérieurs des images, nécessitent l'utilisation d'une grille régulière. J'ai réalisé une interpolation sur une grille de pas constant de 100 m (pixel de 100 m²). J'ai choisi cette valeur pour deux raisons :

- (i) les lignes de vols principales sont distantes de 500 m, ainsi la grille représente 1/5 de la distance,
- (ii) et les structures géologiques annulaires (necks et pipes) peuvent avoir des diamètres minimums de 80 m à des kilomètres. Ainsi, pour pouvoir les individualiser à l'œil nu, il faut qu'elles apparaissent sur au moins un pixel.

J'ai utilisé la méthode dite de « Minimum curvative gridding » pour interpoler les données (disponibles sur le logiciel oasis Montaj).

9.3.3- Induction magnétique totale (B)

L'induction magnétique totale (**B**) définit l'aimantation terrestre proprement dite, c'est-à-dire ce qui reste du champ magnétique terrestre lorsque tous les champs magnétiques externes sont enlevés.

En effet, la terre agit comme un énorme aimant sphérique qui est entouré du champ magnétique terrestre. Il varie non seulement dans l'espace mais également dans le temps. Selon ses origines, on distingue deux types d'aimantation sur terre : l'aimantation terrestre proprement dite, et les champs magnétiques externes.

Une partie (~1%) du champ géomagnétique a son origine hors de la terre. Elle est associée à des courants électriques situés dans les couches ionisées de la haute atmosphère. La variation dans le temps est plus rapide que pour celle du champ principal. On associe à ce champ la variation diurne solaire, la variation diurne lunaire, et les orages magnétiques.

Dans notre cas d'étude, le champ magnétique total (**B**) est obtenu par soustraction du champ total par la variation diurne solaire (Fig. 9.2b).

9.3.4- Aimantation rémanente, champ géomagnétique principal (H)

L'aimantation rémanente de la Terre définit le champ géomagnétique principal (**H**). Il trouve son siège dans le noyau externe liquide de la terre (mouvement du liquide dans le noyau externe). J'ai calculé avec le logiciel Oasis-Montaj (extension « GEOPHYSICS »), la valeur du champ (**H**) de chaque point (Fig. 9.3). Ces valeurs sont fonction de l'année et de la position des points (longitude et latitude) sur l'ellipsoïde mondial de référence WGS 84.

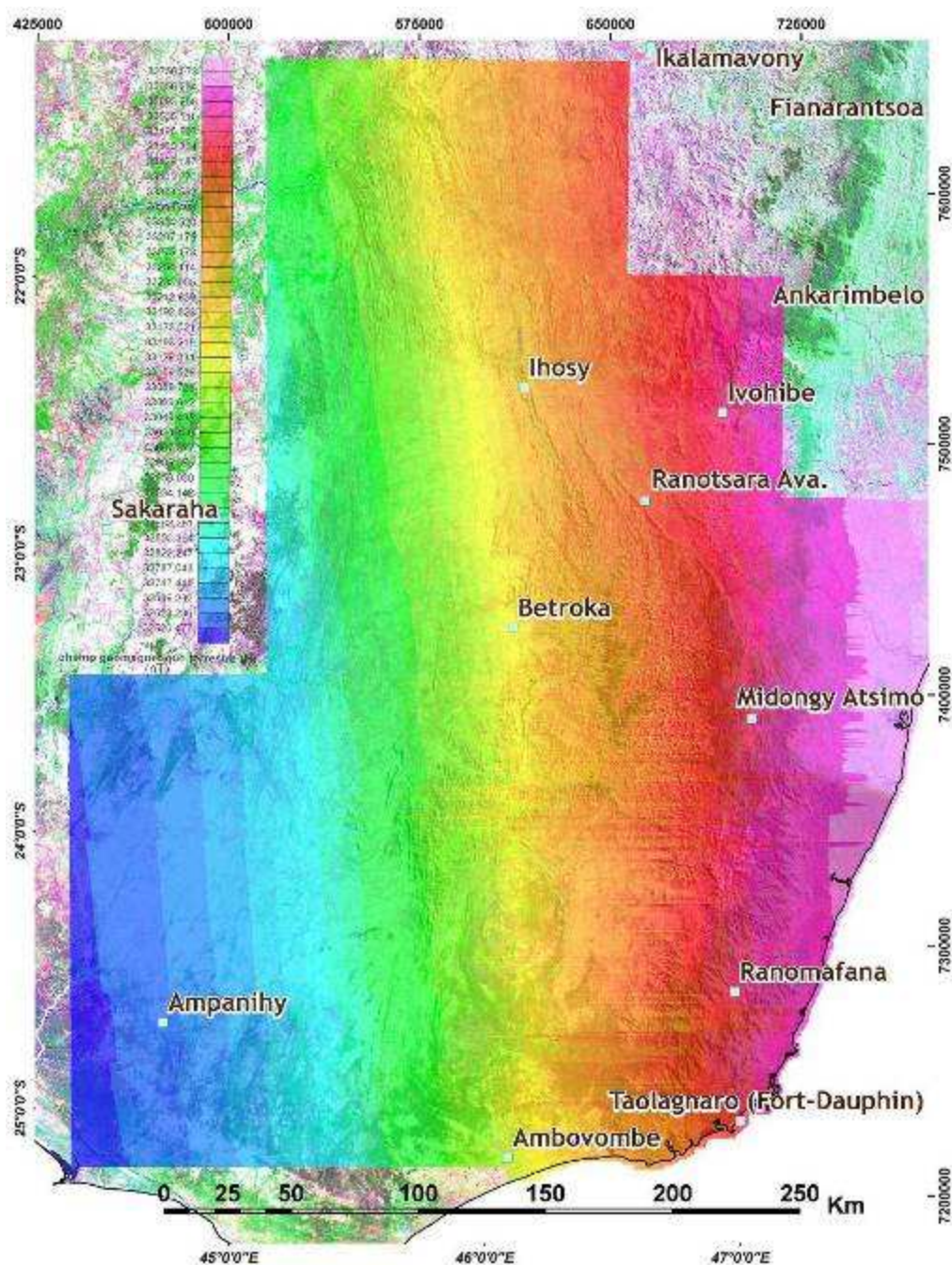


Figure 9.3 : Carte du champ géomagnétique terrestre H dans la région sud de Madagascar (pour l'année 2005). Notez que l'évolution des valeurs Est-Ouest du bleu au rouge (Fig. 5.2) n'est qu'un effet du champ magnétique terrestre qu'il faut corriger.

Le champ géomagnétique principal (H) évolue dans le temps, il s'inverse parfois à l'échelle des temps géologiques (cf. rides océaniques). Ce phénomène est particulièrement important puisqu'il faut corriger les mesures effectuées à la boussole sur le terrain (correction de la déclinaison). La figure 9.4 ci-dessous permet de comparer les valeurs de déclinaisons magnétiques, liées au champ magnétique à Madagascar, par exemple entre autres en 1961 et aujourd'hui.

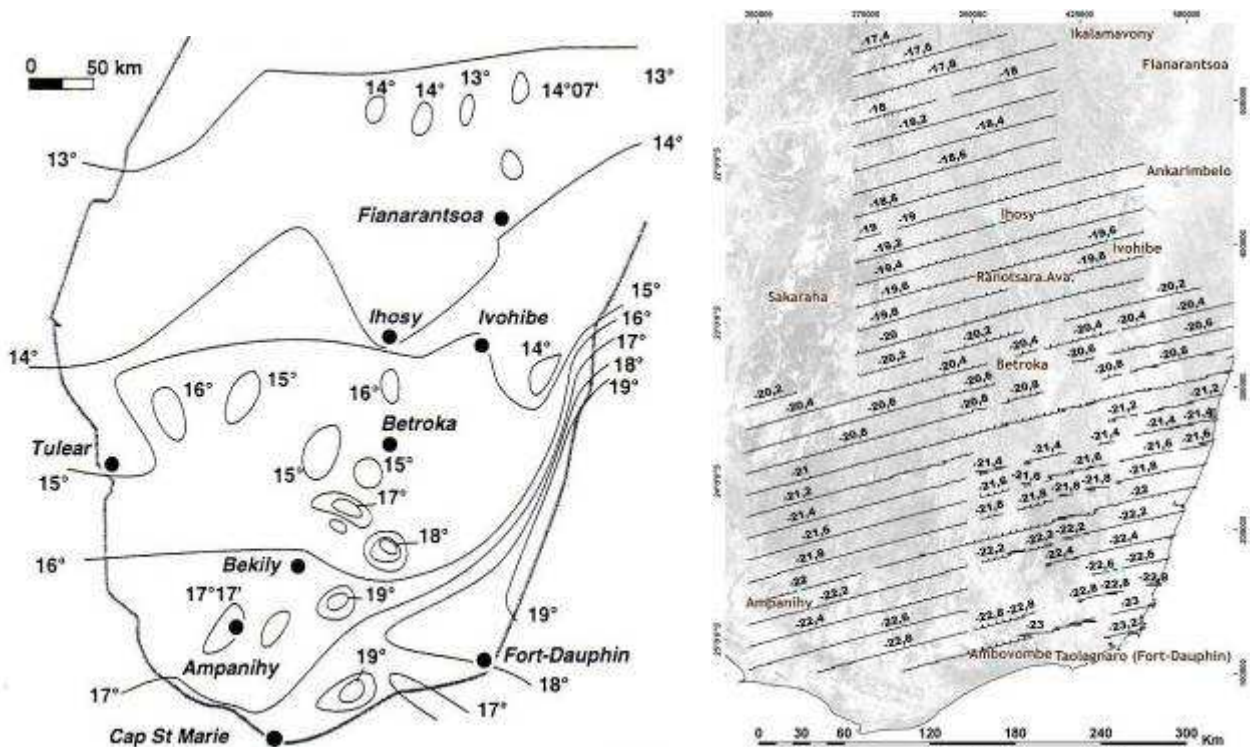


Figure 9.4 : Evolution de la déclinaison magnétique D à Madagascar depuis 1961. (a) à gauche, la carte des déclinaisons magnétiques au 1^{er} Juillet 1958 (Cattala, 1961 ; déclinaison vers l'ouest, les valeurs absolues sont à soustraire des valeurs mesurées à la boussole sur le terrain). (b) à droite, carte de la déclinaison magnétique en 2005 (Base de données Oasis - Montaj, les données sont négatives).

9.3.5- Champ géomagnétique résiduel terrestre H'

L'induction magnétique totale B se compose d'une aimantation rémanente, ou permanente H , résultant du champ géomagnétique propre et d'une aimantation H' (induite de H). Ainsi on a : $H' = B - H$.

C'est ce champ H' qui est intéressant pour la cartographie géologique. Et pour obtenir le champ H' (Fig. 9.5), j'ai corrigé les données brutes de différents paramètres et artefacts comme :

(i) Les bruits associés aux caractères physiques des lignes de vol. En effet, il existe des artefacts qui sont associés aux lignes de contrôle Nord - Sud (annexe 6) sur lesquelles les valeurs acquises peuvent être légèrement modifiées.

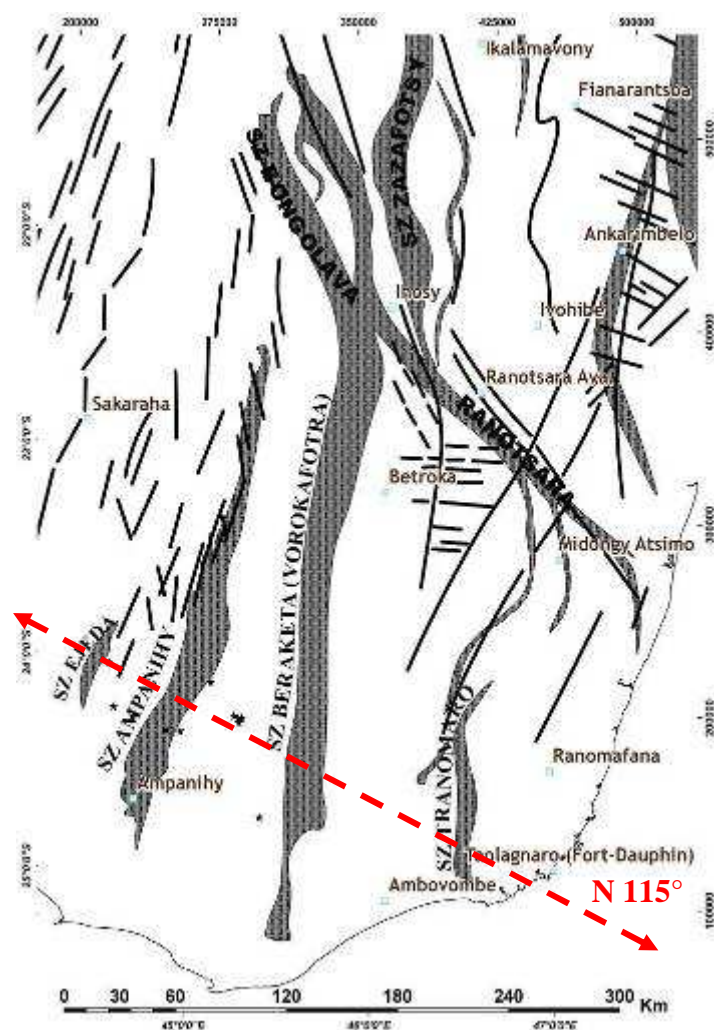
(ii) Les effets de l'inclinaison et de la déclinaison magnétique. Pour compenser les décalages causés par les effets de l'inclinaison et de la déclinaison magnétique terrestre, on utilise la fonction RTP, qui consiste à ramener au pôle les anomalies. C'est une opération mathématique basée sur la transformation de Fourier rapide (Fast Fourier Transformation). Elle ramène les anomalies dans leur position exacte. Elle dépend de la position magnétique de la zone à cartographier. En général, la transformation est réalisée selon l'hypothèse d'une direction de l'aimantation qui se décale de -20° (valeur utilisée dans ce type de traitement) de l'inclinaison

géomagnétique moyenne régionale ($I \sim -58.12^\circ$). La valeur moyenne de la déclinaison géomagnétique est de $D \sim -23.18^\circ$ pour notre zone.

(iii) Les effets de relief et de la morphologie qui perturbent l'acquisition des données sur un vol à même altitude (cette correction est également effectuée avec le logiciel Oasis-Montaj, extension « MAGMAP Filtering »).

La carte du champ H' souligne plusieurs traits géologiques. Tout d'abord, une comparaison entre le champ géomagnétique résiduel H' et les zones de cisaillement lithosphériques montre la plupart du temps une correspondance entre des anomalies fortes et la position des ZC (ZC de Tranomaro, ZC d'Ejeda, ZC d'Ampanihy, ZC de Zazafotsy, ZC de Beraketa ou Vorokafotra, et ZC d'Ihosi, § 6.5). Pour les ZC de Beraketa et de Zazafotsy, des anomalies négatives sont également observées (partie Ouest de la ZC Beraketa et à l'Est de la ZC de Zazafotsy).

La zone de déflexion de Bongolava-Ranotsara orienté $N 140^\circ$ ne montre pas de signal magnétique dans cette direction au niveau d'Ihosi (Fig. 6.5). Elle n'a pas de prolongation Est depuis le village d'Ihosi. Par contre on observe au niveau du village de Ranotsara Ava une anomalie linéaire avec une direction $N 140^\circ$.



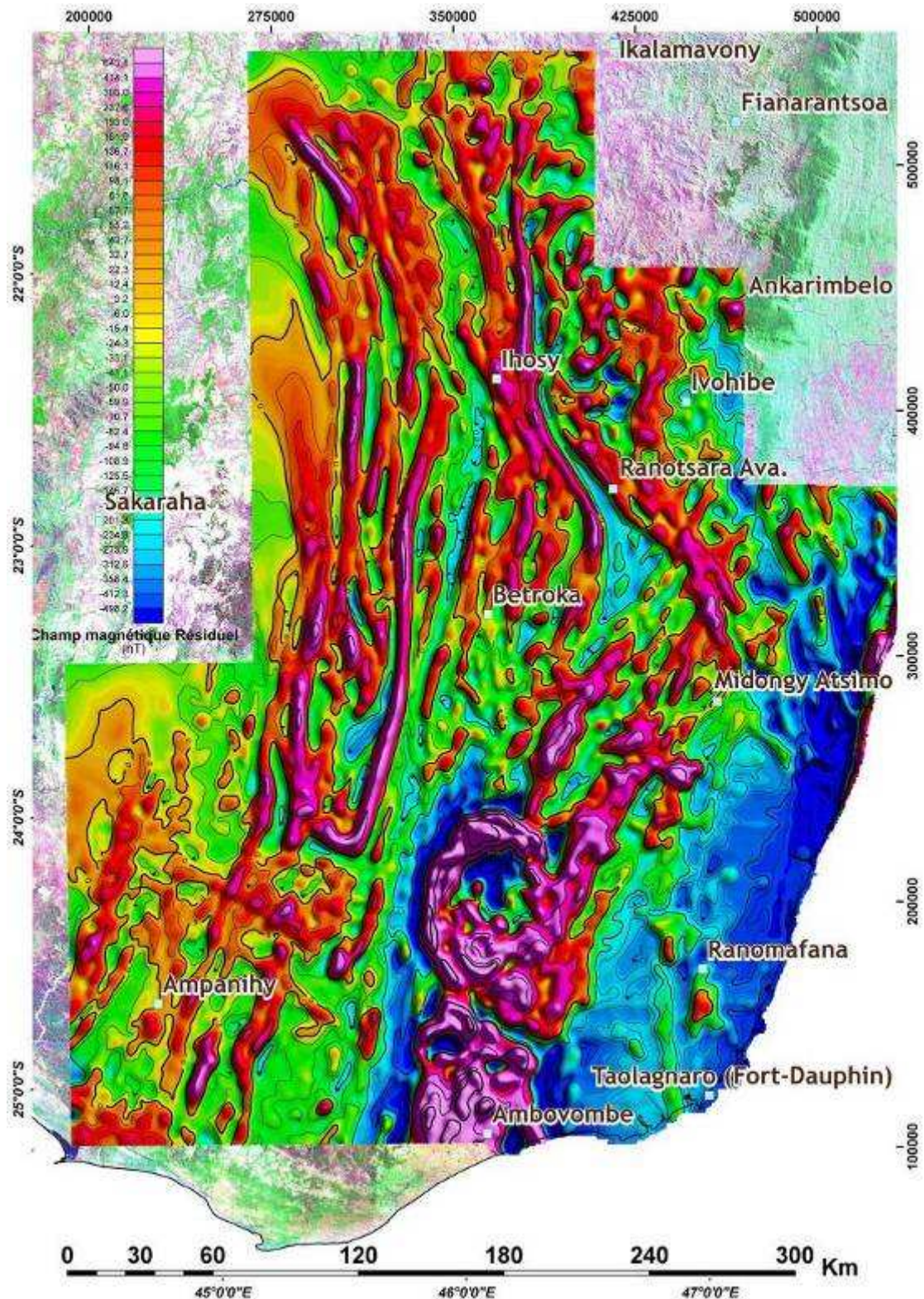
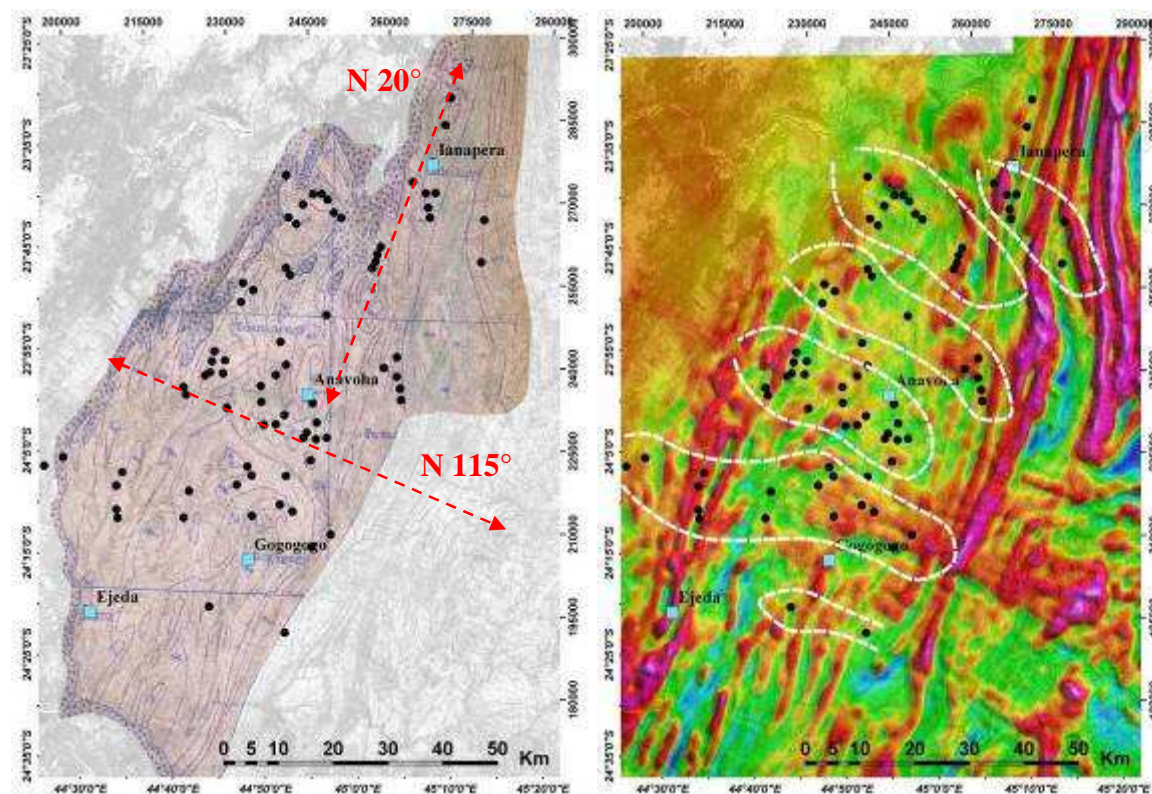


Figure 9.5 : (a) Page précédente, la carte des zones de cisaillement et de faille principale (Fig. 3.15, partie A). Les étoiles localisent des necks (Boulanger, 1957), ils sont répartis et alignés sur une direction N 115°. (b) en haut, dans la même projection et à la même échelle, **champ géomagnétique résiduel terrestre H'** (comparer avec le champ magnétique total B, Fig. 9.3). On remarque nettement des directions de structures linéaires (ex : à l'Est d'Ihosy, remarquer les valeurs fortes en violet ou très faibles valeurs en bleu, orientées $\approx N0^\circ$). Les limites du massif volcanique de l'Androy sont également bien visibles (extrême Sud, au Nord d'Ambovombe).

On remarque également que des necks ont été cartographiés dans la région d'Ampanihy (Fig. 9.5a, Boulanger, 1957; Bazot, 1976) ; ils correspondent à des anomalies magnétiques positives (Fig. 9.5b). Les directions des dykes N 115° (Boulanger, 1957), correspondent également aux orientations des anomalies magnétiques positives trouvées dans cette région (au Nord-Est d'Ampanihy Fig. 9.5b).

De même, à une autre échelle, par croisement de données entre un détail de la carte H' et la carte des indices de Fer (Fig. 9.6a, Noizet, 1969), on reconnaît que les points de minéralisation sont regroupés autour et le long des fortes valeurs magnétiques qui dessinent des anomalies linéaires (Fig. 9.6b). De plus, deux directions sont soulignées par ces minéralisations en Fer : une direction N 20°, et une direction N 115° (Fig. 9.6a). La direction N 115° est compatible avec l'alignement des necks et dykes décrit précédemment, tandis que la direction N 20° correspond aux directions des ZC (ZC d'Ejeda et ZC d'Ampanihy).



Figures 9.6 : (a) à gauche, carte des indices miniers (Noizet, 1969, points noirs = indices de Fer) ; à droite, localisation des indices de fer sur la carte d'anomalie magnétique résiduelle H'.

9.3.6- Extraction de la valeur de susceptibilité magnétique régionale à partir de H et H'

Nous avons vu en (9.3.1) que l'enregistrement des données se fait tous les 7 mètres sur une direction Est-Ouest. Il est alors possible d'utiliser des mailles plus petites que celle utilisée précédemment (soit moins de 100 mètres). Dans ce qui suit, j'ai utilisé une grille de 50 mètres pour mes divers traitements. Mon objectif est d'obtenir la représentation la plus précise possible des données.

Notons également que nous avons effectué jusqu'à une appréciation qualitative des images aéromagnétiques. J'ai voulu aller plus loin et avoir une idée quantitative de la relation entre les valeurs magnétiques et les roches, et ce dans le cas spécifique du Sud de Madagascar.

Je rappelle que \mathbf{H}' est un champ qui varie en fonction du coefficient d'aimantation \mathbf{J} , $\mathbf{H}' = 4\pi\mathbf{J}$; et \mathbf{J} dépend de la magnétisation induite locale des roches, (avec un facteur de proportionnalité \mathbf{k}), $\mathbf{J} = \mathbf{k}\mathbf{H}$. Ainsi, le champ résiduel (\mathbf{H}') est relié à la fois : à la susceptibilité magnétique \mathbf{k} qui caractérise la roche, et au champ géopotential \mathbf{H} : $\mathbf{H}' = 4\pi\mathbf{k}\mathbf{H}$. On peut alors en déduire le coefficient de susceptibilité magnétique théorique \mathbf{k} par la formule $\mathbf{k} = \mathbf{H}'/4\pi\mathbf{H}$.

J'ai appliqué cette formule aux grilles de données (calculatrice raster, disponible sur arcGIS) pour obtenir la carte de la susceptibilité magnétique des roches du socle qui se trouvent au sud de Madagascar (Fig. 9.7).

Les contrastes des valeurs obtenues peuvent être interprétés comme étant des changements lithologiques ou d'homogénéité de la roche, ou encore comme une indication de la présence de zones d'altération. En effet, pendant le processus d'altération hydrothermale, les minéraux magnétiques peuvent être altérés ou oxydés en minéraux peu ou pas magnétiques. Ainsi une susceptibilité magnétique anormalement basse, dans une roche homogène (théoriquement à susceptibilité magnétique élevée), peut indiquer la présence de zones d'altération. Au sud de Madagascar, j'ai classé l'anomalie magnétique des roches d'une part, par la forme géométrique ; et d'autre part, par les valeurs de susceptibilité magnétique. Ainsi, on remarque que :

- (i) Les granites Anosyens (Fig. 3.12, partie A) représentent une grande masse diamagnétique dans le sud de l'île (valeurs de $650 \cdot 10^{-6}$ à $42 \cdot 10^{-6}$ fois moins susceptibles). En effet, Noizet (1969) décrit la région comme un ensemble de granites et de charnockites très quartzitiques, et présentent également de fortes teneurs en Na_2O et K_2O .
- (ii) Le massif volcanique de l'Androy (Fig. 9.7b), décrit par Storey et al. (1997), semble se prolonger vers le Sud, et deux ensembles annulaires se localisent au Sud de ce massif (Fig. 9.7a). Ces derniers sont, en grande partie, enfouis sous des sédiments. Leurs susceptibilités semblent être identiques à celle du massif volcanique de l'Androy, avec également une succession de basalte (valeurs de $115 \cdot 10^{-6}$ à $1000 \cdot 10^{-6}$ fois plus susceptibles) et de rhyolite (valeurs de $10 \cdot 10^{-6}$ à $350 \cdot 10^{-6}$ fois plus susceptibles).
- (iii) Le complexe rhyolitique de la côte Est de l'île (Sud de Farafangana) s'identifie également avec une forte susceptibilité magnétique (valeurs de $115 \cdot 10^{-6}$ à $350 \cdot 10^{-6}$ SI fois plus susceptibles).
- (iv) Finalement, des structures linéaires qui pourraient être des dykes (valeurs de $10 - 350 \cdot 10^{-6}$ SI) recoupent l'ensemble du Sud de l'île. Elles semblent débiter au niveau du massif d'Androy, et se prolongent vers l'Est dans la direction N 20-25°.

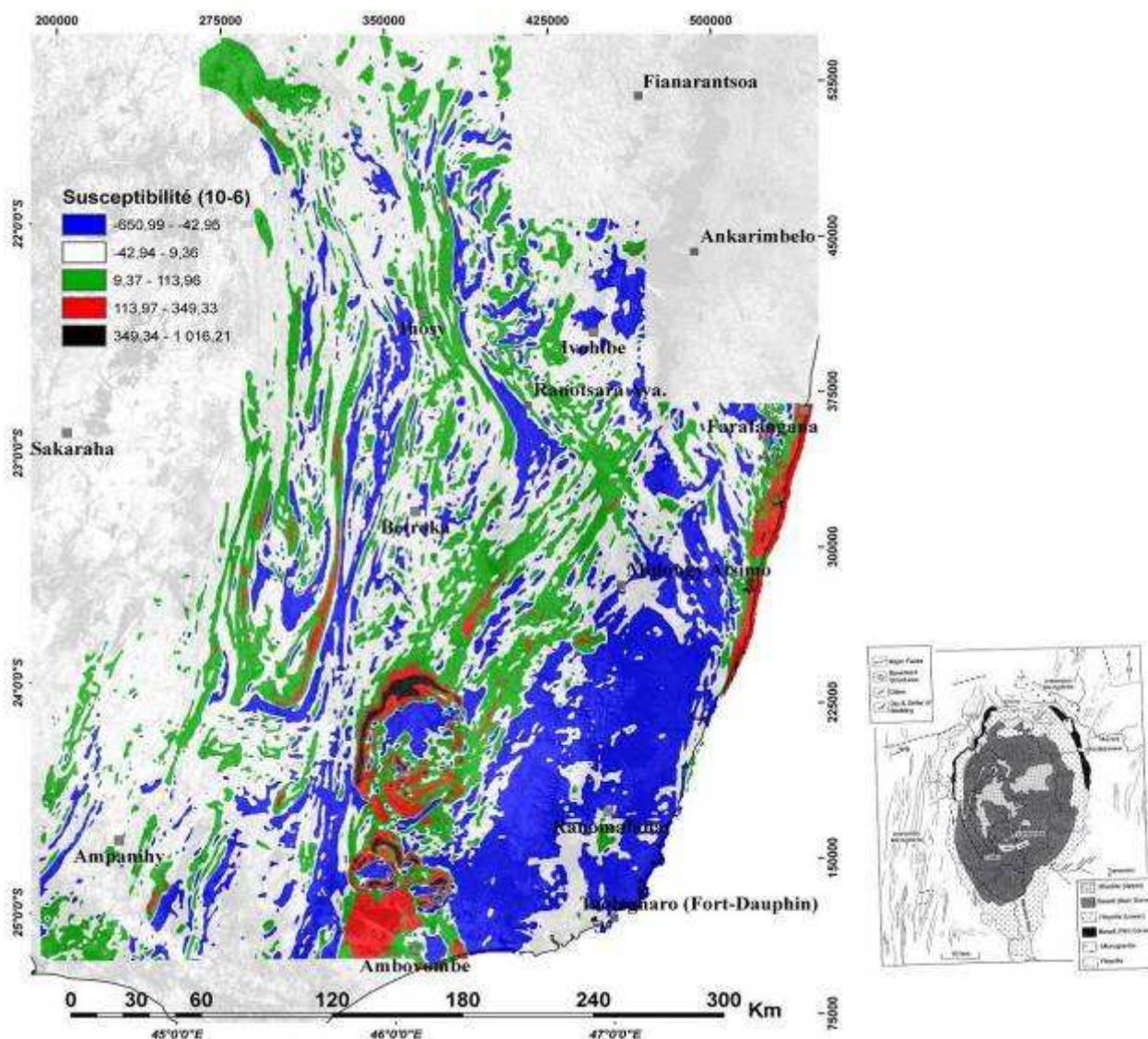


Figure 9.7 : (a) à gauche, **carte de susceptibilité magnétique du sud de Madagascar** (sans unité). A droite (b) **carte géologique simplifiée du complexe volcanique de l'Androy**, (Storey, Mahoney et al., 1997). Noter qu'au Sud du massif de l'Androy je mets en évidence deux ensembles annulaires qui correspondraient à une continuité du système volcanique.

9.3.7- Valeur de susceptibilité magnétique locale

Je me suis intéressé aux roches les plus et les moins magnétiquement susceptibles. J'ai comparé ces dernières (échantillons macroscopiques et lames minces scannées) aux valeurs de susceptibilité magnétique les plus fortes et les plus faibles (Figs. 9.5b, 9.7a).

Proche de Betroka dans la ZC de Beraketa (aussi appelé Vorokafotra) on observe de nombreuses roches carbonatées qui sont peu magnétiques (tableau 9.2, Figs. 9.8, 9.9a). Une analyse des lames minces montre également la présence de graphite (lame FD46b-05, Fig. 9.9b). Le graphite possède la valeur de susceptibilité la plus négative (tableau 9.1). La présence de graphite, liée à la circulation de fluides localisée au ZC de Beraketa, expliquerait alors clairement la signature magnétique négative. C'est donc un très bon marqueur pour caractériser la ZC de Beraketa.

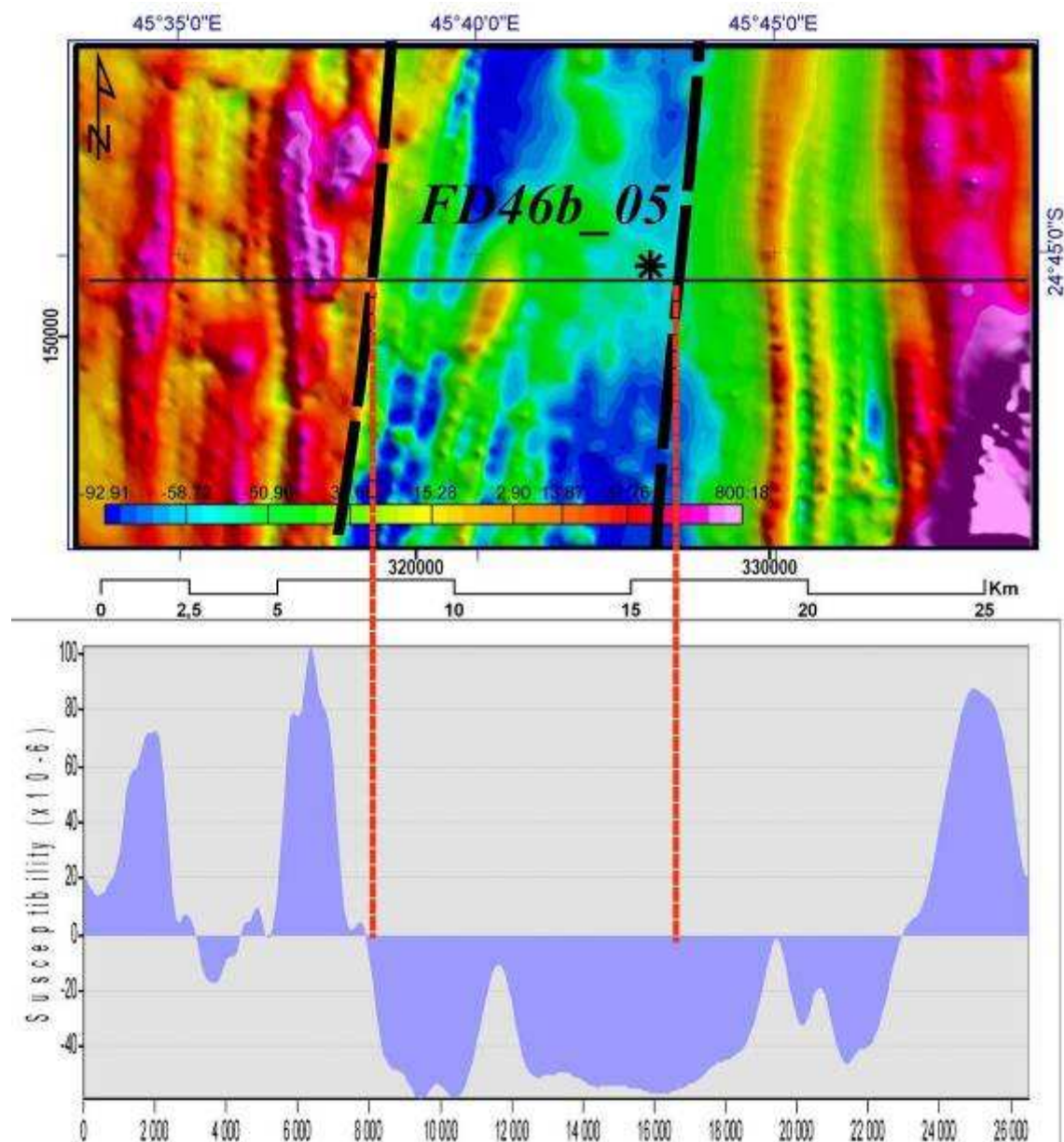
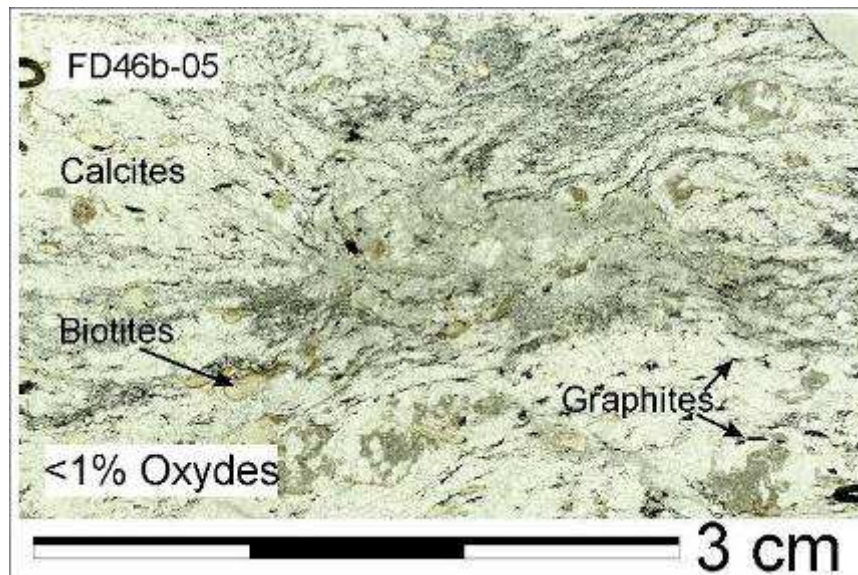


Figure 9.8 : Carte et coupe en susceptibilité magnétique zone Sud de la ZC Beraketa. On remarque que la zone de cisaillement de Beraketa (limitée par les deux traits noirs discontinus) est soulignée par des roches à susceptibilité négative sur 10 km de large. On observe également sur cette figure les linéaments (anomalies positives) de direction N 115°, qui traversent la ZC au Sud du point FD46b_05. Les figures 9.9 (photo d’affleurement et lame du point FD 46) sont localisées par l’étoile noire.

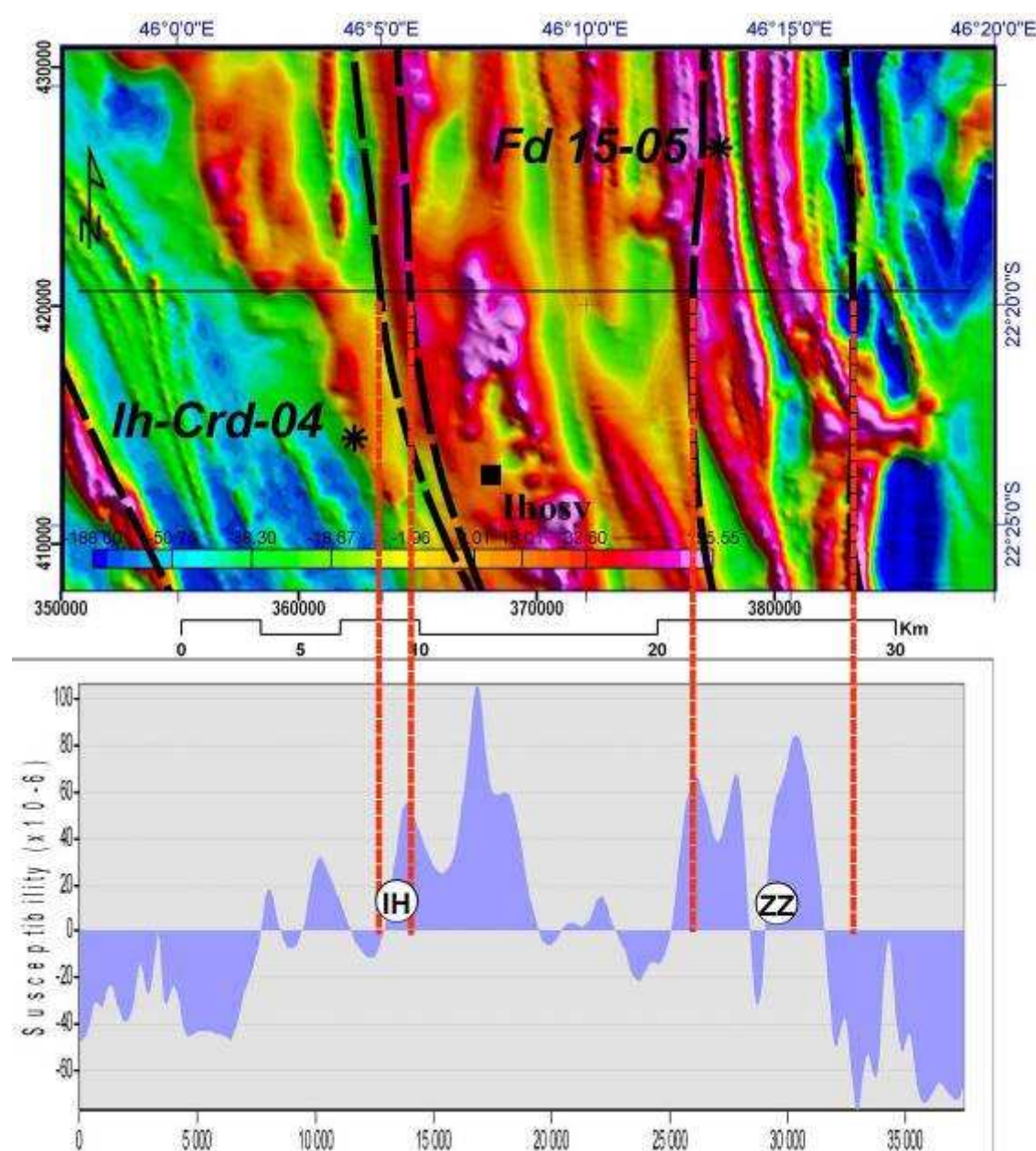


Figures 9.9 : (a) en haut, **marbre mylonitique en forme de boule montrant un pli en fourreau au niveau de la ZC de Beraketa**, photo prise dans le plan horizontal. La foliation est verticale la linéation horizontale. (b) en bas, nature des roches potentiellement faibles en susceptibilité magnétique, **scan en LPNA de la surface totale de la lame mince (FD46b-05) de marbre à graphites sans oxydes.**

Près d'Ihosi, on identifie peu de roches riches en minéraux ferromagnésiens comme des metabasites ou des amphibolites. Sur une étude systématique des lames minces, je remarque une forte variation de la teneur en oxydes des roches quartzo-feldspathiques dominantes dans cette région.

Les oxydes peuvent atteindre 10% dans la roche (Figs. 9.12a, 9.17). La magnétite et l'ilménite possèdent des susceptibilités parmi les plus fortes (Tableau 9.1). Il semble également exister une correspondance entre la présence d'oxydes (jusqu'à 10%) et les zones de cisaillement (ZC de Zazafotsy : lame FD17-05 ; ZC d'Ihosi : lame IhCrd-04 carrière Ouest ; Figs. 9.10, 9.11). C'est le cas également pour la ZC d'Ejeda avec une parfaite correspondance avec les indices

miniers de minerai de Fer (Fig. 9.6b). Il est alors possible d'utiliser les valeurs de susceptibilité magnétique anormalement forte pour guider la cartographie des ZC aux environs d'Ihosy et Zazafotsy (Fig. 9.10).

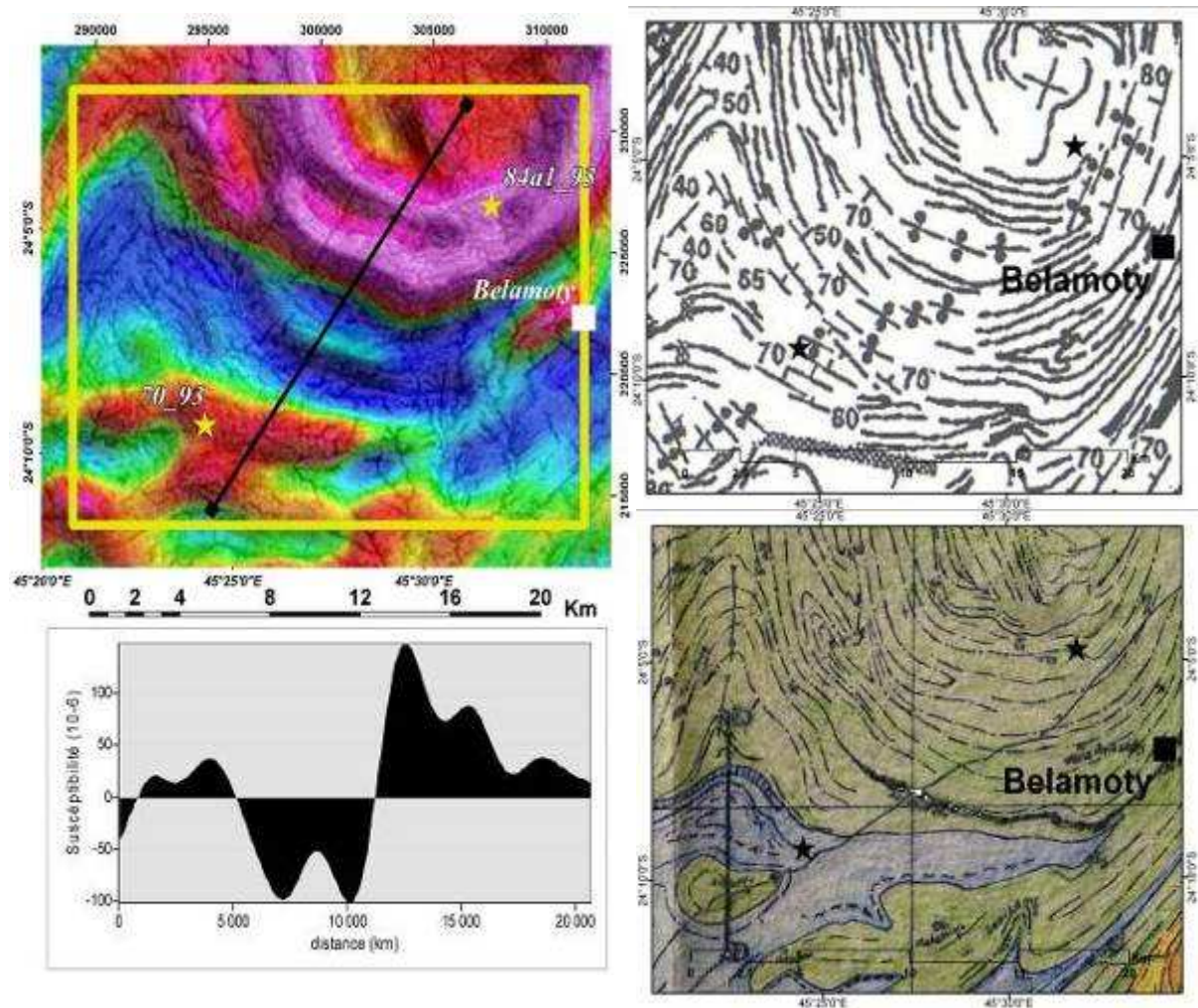


Figures 9.10 : Carte et coupe en susceptibilité magnétique zone Sud de la ZC Ihosy et Zazafotsy. Les limites cartographiées précédemment (Fig. 5.7) des deux zones de cisaillement IH (Ihosy) et ZZ (Zazafotsy) sont marquées par les traits noirs discontinus. On remarque qu'au sein de ces ZC, la susceptibilité magnétique est principalement positive.

Par ailleurs, j'identifie une autre zone (en dehors des ZC précédemment cartographiées) qui présente un signal magnétique très fort (Fig. 9.11a) : le prolongement du massif granitique de Tsikoriky (Figs. 9.11, 9.12). En comparant avec les roches et lames minces échantillonnées, je remarque que ce sont les roches quartzo - feldspathiques (granulite à spinelle ilménite et magnétite, lame 84a1-93) contenant 18% d'oxydes ou les metabasites à plagioclases

amphiboles et deux pyroxènes contenant 7% d'oxydes (Fig. 9.11c) qui contrôlent cette forte anomalie magnétique (Fig. 9.11).

Il est notable que le passage de l'anomalie positive à l'anomalie négative (Fig. 9.11a) est caractérisé par des géométries verticales (Fig. 9.11b) et une augmentation de la déformation ; et que cette structure décrit géométriquement un synclinal ouvert transposé sur ses bordures (zone de foliation verticale).



Figures 9.11 : Cartographie zone Belamoty (prolongement du granite de Tsikoriky) : (a) à gauche, **carte et coupe de la grille de susceptibilité magnétique**. À droite : (b) en haut, **carte structurale** (Martelat, 1998), (c) en bas, **carte géologique simplifiée** (Noizet, 1969) : le système androyen est en vert, et le système du graphite d'Ampanihy est en bleu. Les échantillons (70-93 et 84al-93) sont localisés par les étoiles.

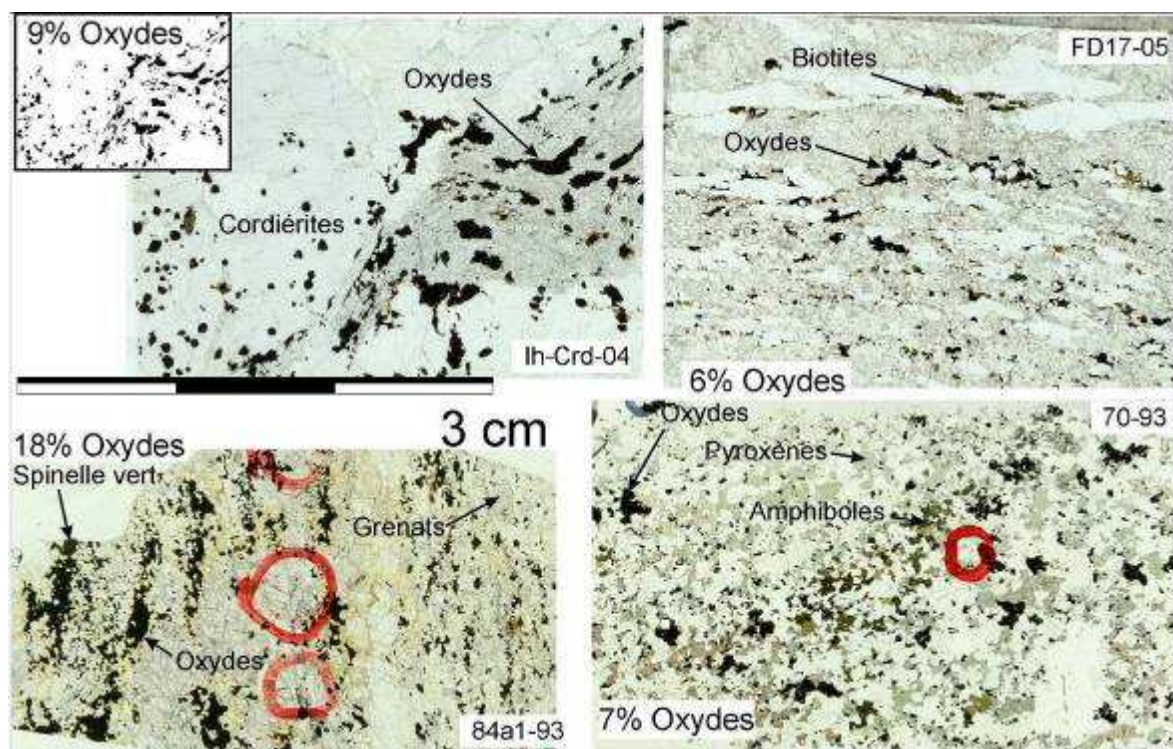
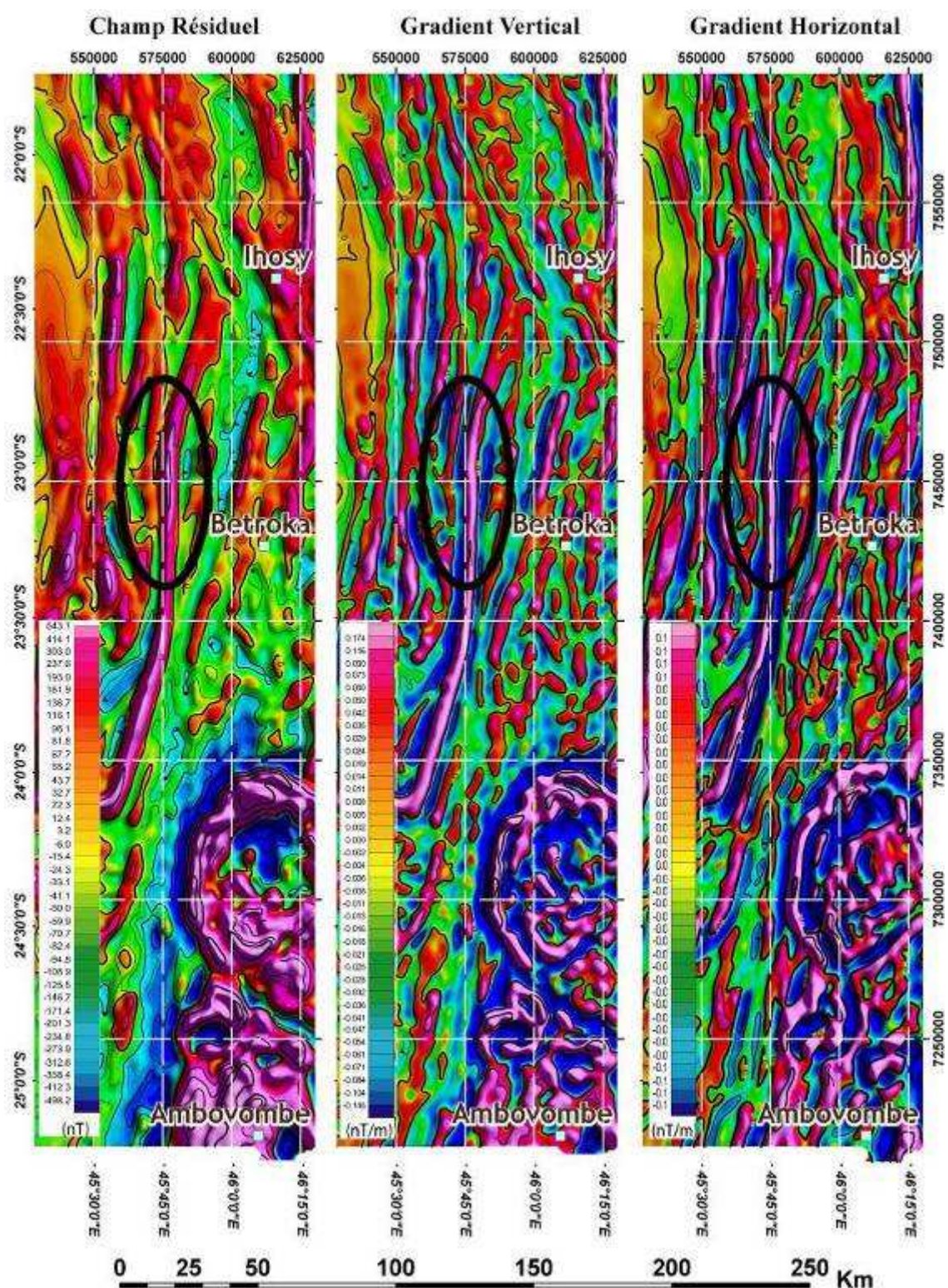


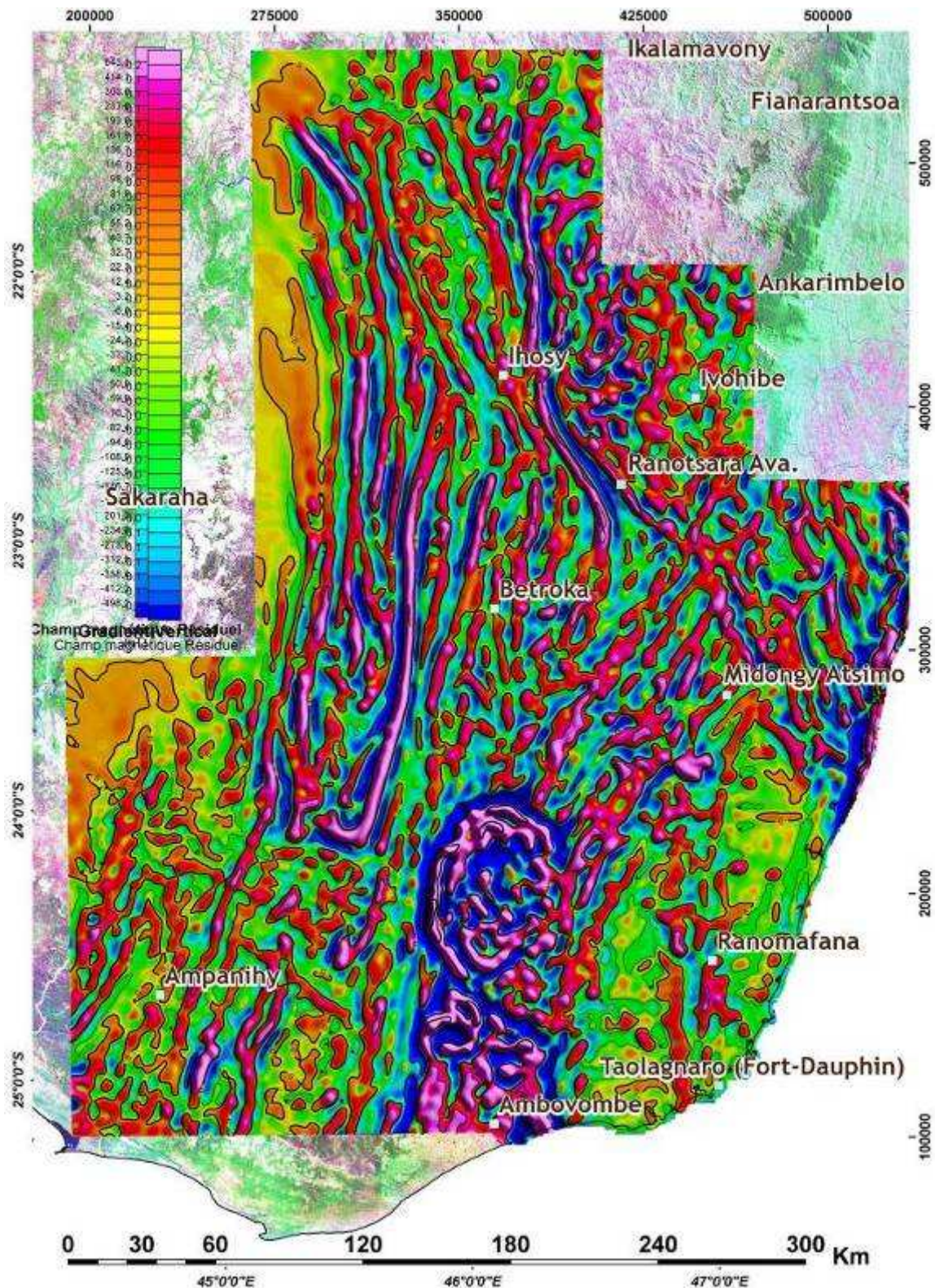
Figure 9.12 : Scan en LPNA de la surface totale de lames minces, l'échelle est la même pour toutes les lames. A gauche : (a) en haut, **Ih-Crd-04** : carrière ouest d'Ihosy : restite à cordiérite et sillimanite. (b) en bas, **84a1-93** : restite riche en grenat (XMg : 36%) cordiérite (XMg : 83%) spinelle (XMg : 32%) et oxydes (Martelat, 1998). A droite : (c) en haut, **Fd17-05** : les phases Fe-Mg sont uniquement les oxydes et quelques rares biotites. (d) en bas, **70-93** : metabasite à pyroxènes, amphiboles et magnétite. LA susceptibilité magnétique de ces roches est supposée forte. L'ensemble est quartzo-feldspathique. Le % d'oxydes (ilménite et magnétite) a été évalué pour chaque image (insère noir et blanc Fig 9.11a, lame Ih-Crd-04 pour exemple).

9.3.8- Composante verticale du champ magnétique résiduel

La position et la valeur réelle des sources magnétiques est donnée par le champ géomagnétique résiduel terrestre H' (Figs. 9.5b et 9.13a). Cependant, il est possible d'augmenter l'intensité du signal par le calcul de la composante verticale de ce champ résiduel (Figs. 9.13). Cette composante correspond à la dérivée première de la grille résiduelle suivant l'axe vertical (Fig. 9.1), d'où son appellation de gradient vertical. Ce traitement évalue le taux de variation du champ magnétique des sources suivant la profondeur. Il est équivalent à ce que l'on obtiendrait en mesurant l'intensité du champ magnétique à l'aide de deux magnétomètres distincts séparés verticalement.

Contrairement au traitement des données gravimétriques (§7), la composante horizontale magnétique (Fig. 9.13a) n'est pas utilisable, car non seulement elle déforme la position des signaux (à l'échelle du kilomètre), mais le taux de variation est aussi négligeable (d'ordre de $\pm 0,1$ nT/m).





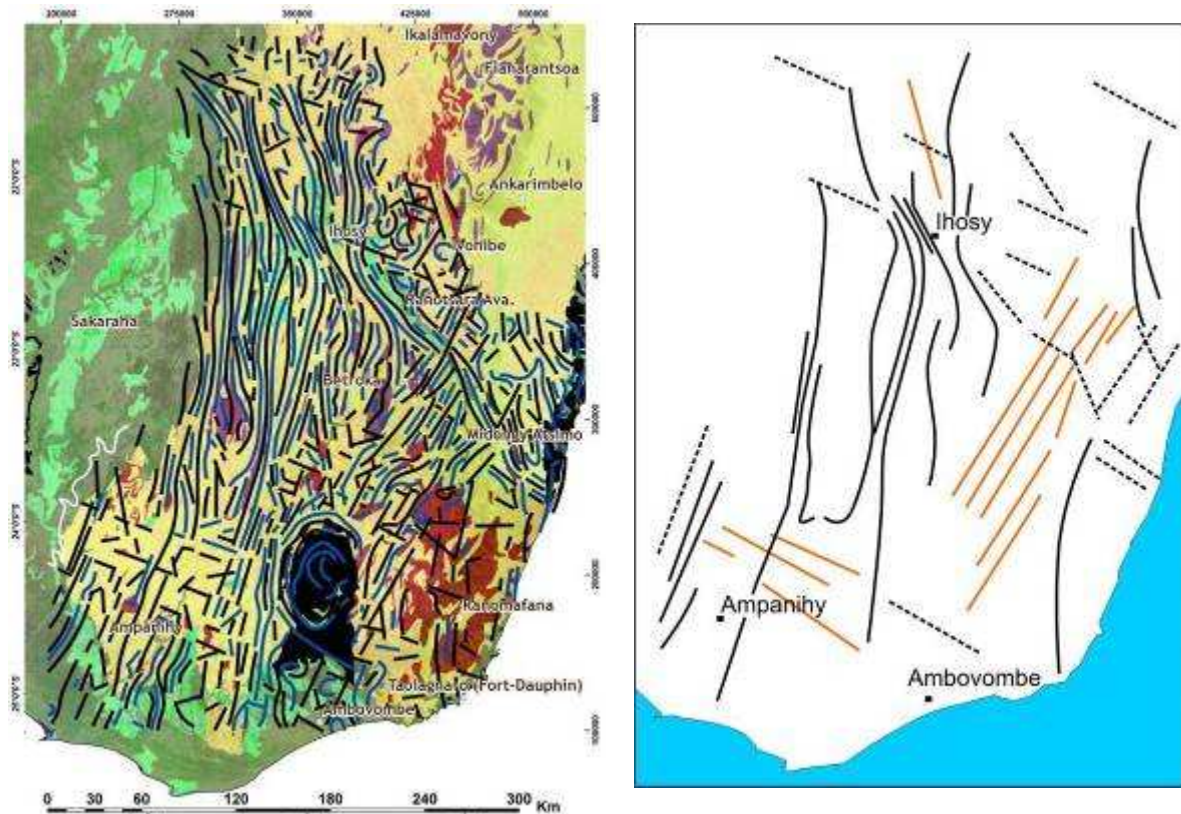
Figures 9.13 : (a) Page précédente, comparaison des différentes composantes de l'anomalie magnétique résiduelle H' : l'anomalie magnétique résiduelle H' , la composante verticale et la composante horizontale. On remarque que les anomalies magnétiques varient plus verticalement (gradient vertical), qu'horizontalement (gradient horizontal). De plus, le gradient horizontal déforme la position des anomalies d'une grandeur kilométrique (vue au niveau de l'ellipse). (b) en haut, **carte du gradient vertical du champ magnétique résiduel**. Comparées à la carte de l'anomalie résiduelle brute (Fig. 9.5b), les anomalies sont ici plus contrastées.

A l'échelle régionale, la carte du gradient vertical du champ magnétique résiduel (Figs. 9.13b) permet de préciser la position des anomalies linéaires dont la largeur varie (comparer les figures 9.5b et 9.13b). Les informations de ces deux figures confrontées avec la figure 9.5a (des ZC) précisent plusieurs observations géométriques :

(i) Le tracé des ZC orientées globalement Nord - Sud domine complètement le signal. Les ZC de Zazafotsy, d'Ampanihy et de Beraketa sont nettement visibles, leur direction varie dans l'espace, soulignant des « lentilles » ou boudins. Vers Ihosy, le tracé des ZC de Zazafotsy et ZC d'Ihosy (§5.3) sont compatibles avec les linéaments observés sur les anomalies aéromagnétiques. Cela confirme la prolongation Nord – Sud de ces deux cisaillements majeurs.

(iii) Depuis le village de « Ranotsara-Ava » en allant vers l'Est, des linéaments de 60 km de long sont alignés. Ils varient en direction respectivement de $\approx N 140^\circ$, $\approx N 115^\circ$, $\approx N 160^\circ$, $\approx N 115^\circ$. Ces linéaments sont coupés par les anomalies linéaires orientées $\approx N 25^\circ$ qui correspondraient à des dykes. Ainsi la structure de « Bongolava -Ranotsara », qui n'existe pas en tant que zone de cisaillement ductile (cf. §5.3), est exprimée en partie sur le signal magnétique à partir du village de Ranotsara. Toutefois, et comme on le voit sur l'analyse géomorphologique (§6), son tracé n'est pas continu à l'Est d'Ihosy. Ce tracé est donc le relais d'un ensemble de structures, relativement de taille limitée (de 60 km de long maximum) d'orientations variables (depuis $N 160^\circ$ jusqu'à $N 135^\circ$), compatibles avec des structures fragiles.

(iii) A l'échelle du Sud, on observe les directions d'anomalies $N 115^\circ$, parfois $N 105^\circ$ (Figs. 9.5a et 9.6), qui correspondraient aux necks et dykes. Leur extension est donc très importante. De la même manière, des dykes orientés $N 20^\circ$ pourraient montrer une extension régionale qui n'a, à ma connaissance, jamais encore été mise en évidence.



Figures 9.14 : (a) à gauche, **carte d'interprétation de la composante verticale des anomalies magnétiques**. Les lignes noires et bleues représentent respectivement les anomalies magnétiques positive et négative. Les domaines volcaniques sont en noirs, les ensembles sédimentaires sont en vert, les roches magmatiques plutoniques sont en rouge, les domaines métamorphiques d'origine sédimentaire sont en jaune, et en violet les ensembles métamorphiques d'origine magmatique. (b) à droite, **carte d'interprétation des directions majeures**: les linéaments ductile sont en traits pleins noirs, les failles en traits pointillés et les dykes en traits orange. On identifie ainsi des directions préférentielles (i) failles : N 20°, N 30°, N 115°, N 160° (ii) dykes : N 30°, N 105°-115°, N 170° (iii) foliations : N 10°-15°, N 160-170°.

9.3.9- Dykes et susceptibilité magnétique

Les dykes sont des structures géologiques que l'on peut différencier des failles par la forme et la courbure des profils (Fig. 9.15, Randrianasolo, 2008). Ils peuvent s'identifier sur la carte de l'anomalie magnétique résiduelle (Fig. 9.5b) ou sur la carte de susceptibilité magnétique (Fig. 9.7), mais surtout sur la carte du gradient vertical du champ magnétique résiduel (Fig. 9.13b).

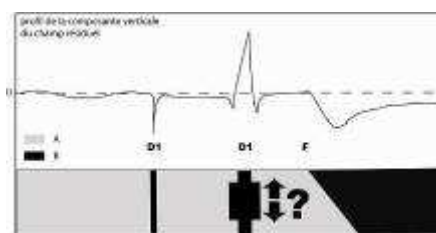
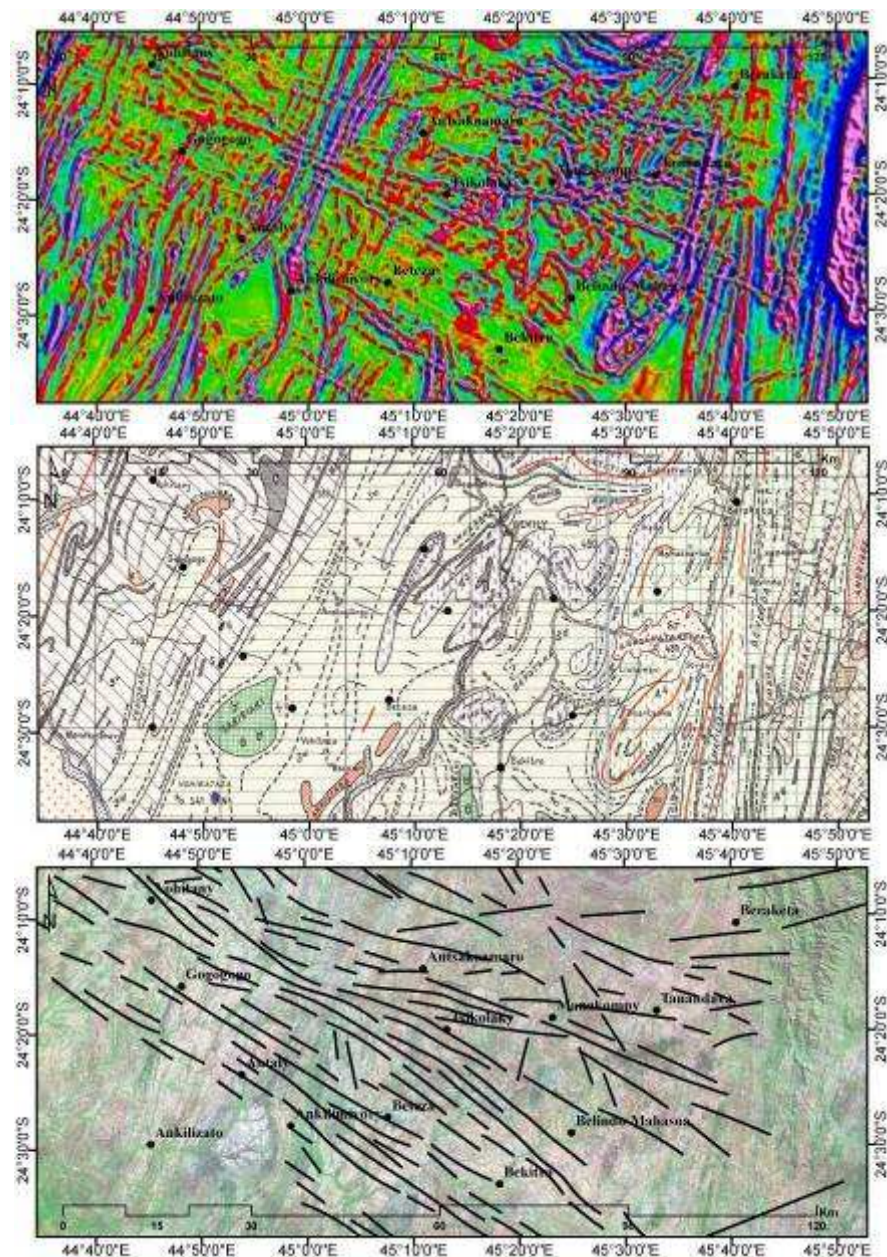


Figure 9.15 : Nature générale du profil magnétique (composition verticale du champ magnétique résiduel). D1 sont des dykes ou filons ; F est une faille. Les ensembles A et B ont des valeurs magnétiques différentes. (Randrianasolo, 2008).

Ainsi, à l'échelle régionale, nous avons mis en évidence des anomalies orientées N 20°, N 30°, N 105° et N 115°. Ces deux dernières directions correspondent bien aux dykes cartographiés par Boulanger (1957).

Nous avons également précisé la cartographie de ces dykes à l'échelle locale. Par exemple dans la région de Saririaky (Nord d'Ampanihy) une vue détaillée de la composante verticale du champ magnétique résiduel (Fig. 9.16a) permet de préciser la géométrie d'anomalie linéaire sécante aux foliations et lithologies transposées. Ces anomalies linéaires sont positives ou négatives.



Figures 9.16 : (a) en haut, carte de détail de la composante verticale du champ magnétique résiduel (signal dérivé). (b) au milieu, carte géologique 1/500000 correspondante (Bésairie, 1970) : des basaltes, des dolérites et des rhyolites y sont cartographiés; (c) en bas, carte interprétative de la position des filons et dykes localisés sur l'image Landsat ETM.

J'ai extrait, à partir de ces images cartographiées, les anomalies linéaires les plus longues (positives ou négatives), et je les interprète comme des dykes (Fig. 9.16c). Cependant, je n'ai pas différencié sur mes cartes les dykes de basaltes - dolérites des dykes de rhyolites et des microgranites.

Plus au Nord dans la région d'Ihosi, l'analyse du signal à l'échelle locale m'a permis d'identifier des anomalies linéaires sécantes sur les trajectoires de foliation orientées N 150° de plus de 100 km. Sur le terrain, j'ai identifié ces dykes de microgranites.

Afin de trouver la valeur de susceptibilité de ces microgranites, j'ai isolé (par extraction) leur valeur de susceptibilité. Je trouve alors des valeurs de -70 à 90 10^{-6} SI. Je n'ai malheureusement pas trouvé sur le terrain de dyke de basalte de taille équivalente. Ainsi, je n'ai pas pu séparer les dykes de basaltes – dolérites, des dykes de rhyolites – microgranites ; mais d'après mon analyse de terrain et observation des images aéromagnétiques, les dykes de microgranites sont les plus abondants.

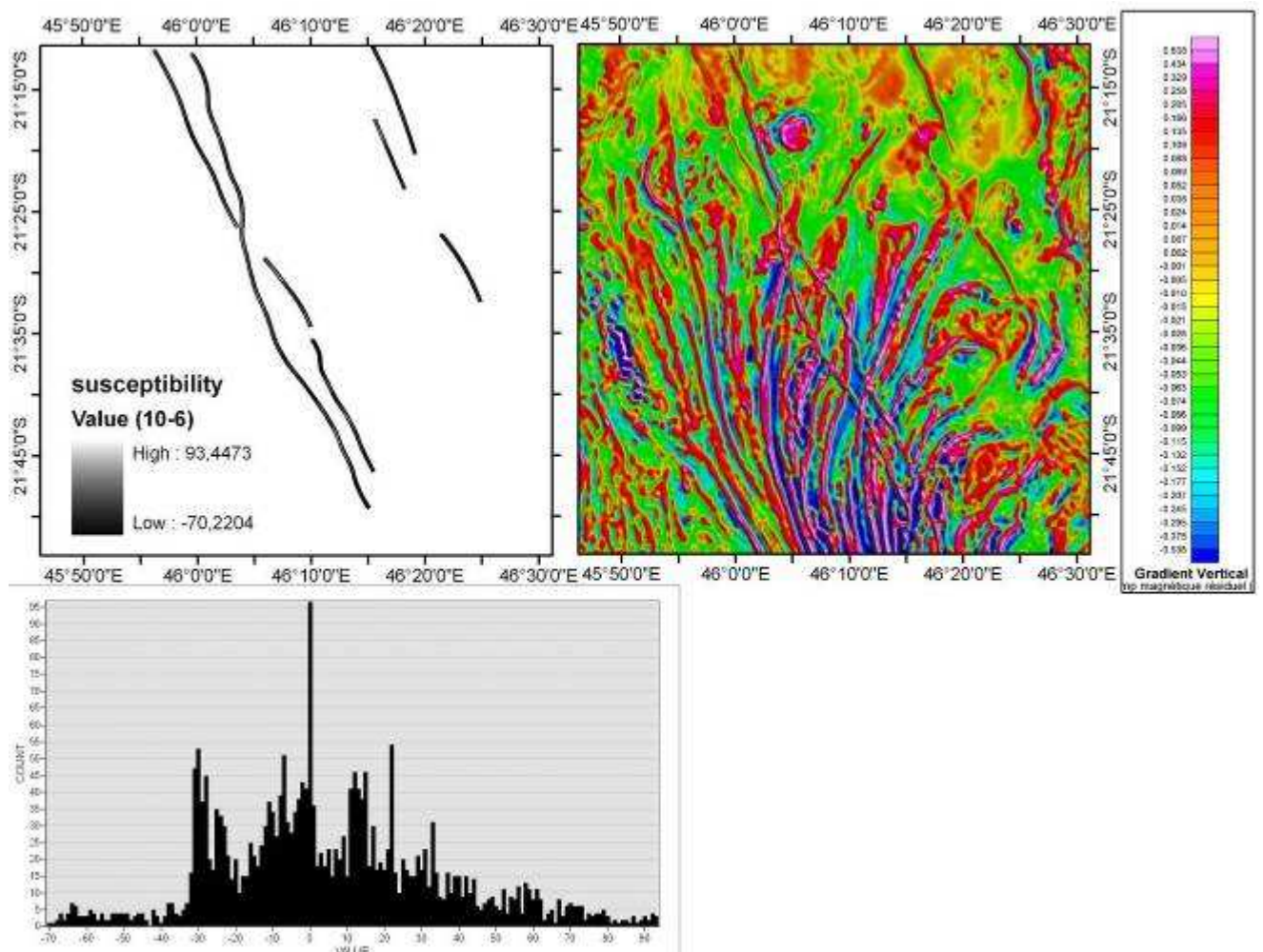


Figure 9.17 : En haut : (a) à gauche, **Anomalies linéaires**, sécantes sur les trajectoires de foliations. (b) à droite, **composante verticale du champ magnétique résiduel**, région Nord (Ihosi). (c) En bas, **histogramme de distribution des valeurs de susceptibilité des linéaments** (valeur en abscisse de -70 à 93 10^{-6} SI ; moyenne autour de 10 10^{-6} SI).

9.3.10- Détermination de la profondeur de la source magnétique par analyse du signal analytique

Le signal analytique, associé à un champ de potentiel, sur un point quelconque, est une combinaison linéaire, dans un plan complexe, entre la dérivée horizontale première du champ comme partie réelle et la dérivée verticale première du même champ comme partie imaginaire, c'est-à-dire :

$$AS(x, y) = \frac{\partial M}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial M}{\partial y} \hat{y} - i \frac{\partial M}{\partial z} \hat{z}$$

La valeur de l'amplitude du signal est donnée par la formule :

$$|AS(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2}$$

Cette technique est illustrée sur la Figure 9.18 qui suit.

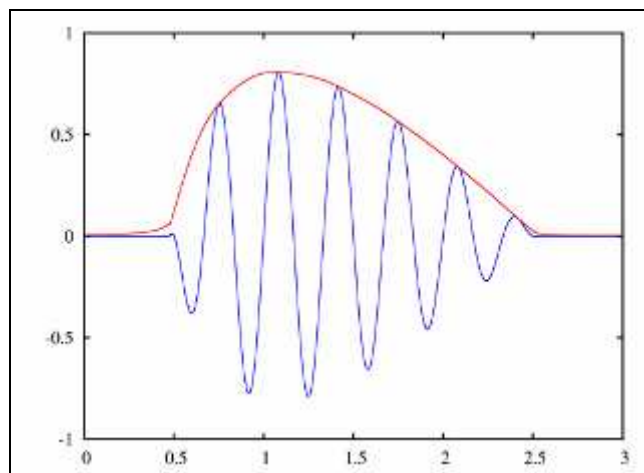


Figure 9.18 : Représentation graphique du signal analytique (en rouge) d'un profil spectral (en bleu). Le signal analytique correspond à une courbe qui relie les sommets de chaque amplitude du spectre magnétique.

Ainsi, j'ai utilisé des traitements qui individualisent et mettent en évidence les fortes anomalies magnétiques, positives ou négatives (calcul de profondeur magnétique, Logiciel Oasis Montaj). Cette technique permet de mettre en évidence les structures théoriquement les plus profondes (Bournas et al., 2003). L'objectif étant ici de mettre en évidence des structures volcaniques profondes comme les pipes.

Sur les figures 9.19, on souligne les domaines aux plus fortes valeurs absolues, et on constate qu'elles coïncident avec :

- (i) La zone de cisaillement de Zazafotsy.
- (ii) Les massifs de l'Androy.
- (iii) Les épanchements volcaniques de la côte Est ainsi que des séries de dykes, orientées N 40°.

Elles soulignent également une zone linéaire N 10° - N 20°, à l'Ouest de Betroka (dans le prolongement du massif granitique de Tsikoriky. Je rappelle que c'est une zone où les teneurs en oxyde des roches sont les plus fortes (Fig. 9.12, lame 84a1-93).

Les autres anomalies sont de plus petites tailles et parfois annulaires. Elles peuvent s'aligner sur des directions : $\sim N 20^\circ$, $\sim N 45^\circ$, et $\sim N 140^\circ$. Ces anomalies ponctuelles ne sont pas principalement réparties de manière homogène. Toutefois, on identifie un alignement des points sur un axe Ihosy – Midongy - Atsimo et Betroka – Ranomafana (Figs. 9.18). Ce seront des zones à étudier en détail pour la présence potentielle de pipe au § 4, partie D.

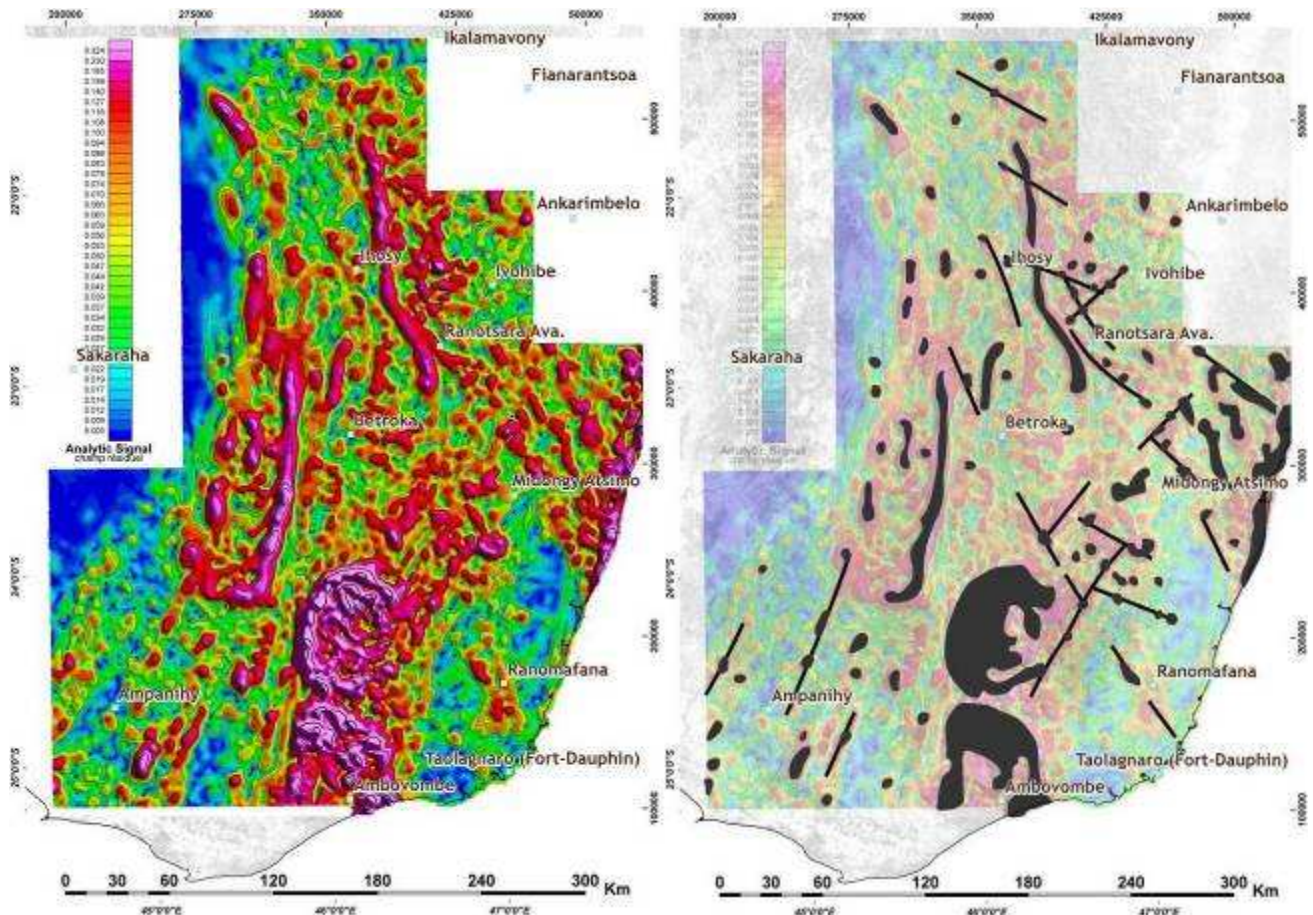
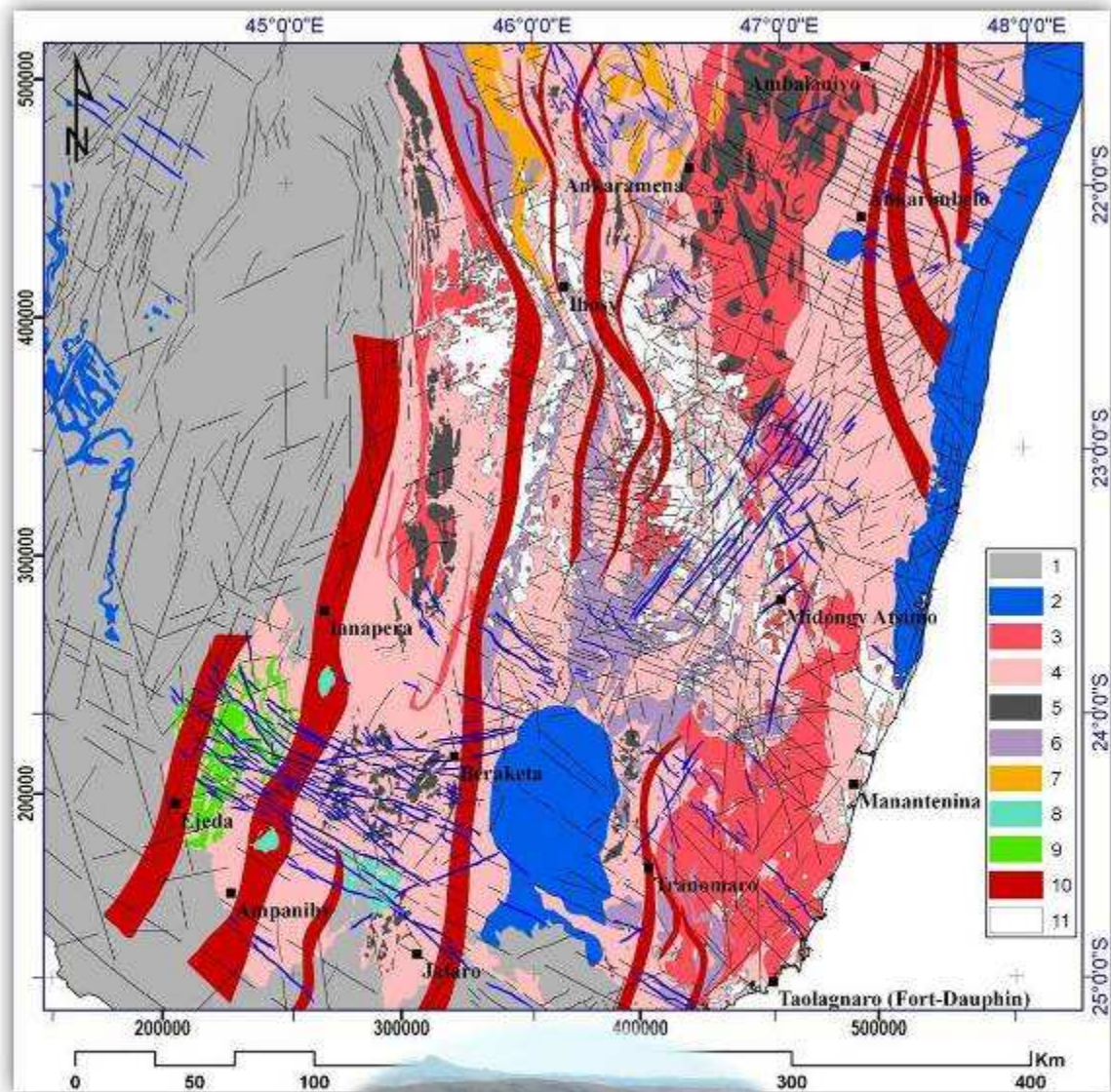


Figure 9.19 : (a) à gauche, carte du signal analytique du champ magnétique résiduel H' . (b) à droite la carte interprétative, avec notamment la mise en évidence de structures annulaires qui peuvent être alignées.

9.4- Conclusions intermédiaires

- (i) Le signal magnétique permet de préciser la limite du système magmatique de l'Androy, notamment dans sa partie Sud où il est couvert par des sédiments (valeur de susceptibilité magnétique supérieure à $113,97 \cdot 10^{-6}$).
- (ii) Les zones de cisaillements (excepté la ZC de Beraketa) sont dans leur ensemble, associées aux valeurs de magnétisme les plus fortes. Ce sont les magnétites, qui peuvent atteindre 18% dans la roche (% modal), qui contrôlent le signal aéromagnétique. On l'observe à la fois dans les roches quartzo-feldspathiques qui sont pauvres en minéraux ferro-magnésiens, mais aussi dans les metabasites à pyroxènes et amphiboles. Il existe aussi des mines de Fer localisées dans la ZC d'Ejeda. La ZC de Beraketa montre les valeurs de magnétisme les plus faibles. Cette ZC est en effet riche en graphite et en carbonate. Ainsi les ZC sont le lieu de forte mobilité du Fer avec concentration ou appauvrissement en magnétite.
- (iii) On n'observe pas la ZC de Bongolava – Ranotsara. Toutefois, à l'Est du village d'Ihosi, la structure de Ranotsara est soulignée par le relais de fortes anomalies magnétiques linéaires (≤ 60 km), de directions variables N 115° , N 140° et N 160° .
- (iv) En complément des analyses précédentes et notamment des données gravimétriques, les données aéromagnétiques nous permettent de mettre en évidence des faisceaux de dykes kilométriques, ainsi que des régions de concentration de necks. Les dykes présentent à la fois des anomalies positives et des anomalies négatives, qui sont compatibles avec des types de magma chimiquement différents. Nous avons caractérisé les valeurs de susceptibilité des dykes de rhyolites et de microgranite de
- (v) -70 à $93 \cdot 10^{-6}$ SI. Des ensembles de structures annulaires (de type necks ou pipes ?) se retrouvent sur l'ensemble de l'île mais se concentrent notamment au Sud - Est du village d'Ihosi (axe Ihosi – Midongy - Atsimo) et au Nord - Ouest de Ranomafana. Les dykes, mais aussi l'alignement des necks, sont la plupart du temps orientés dans la direction N 25° , N $105-115^\circ$, et plus rarement N 160° .

C- Nouvelle cartographie géologique par croisement de données



Dans cette partie, nous présenterons en détail les nouveaux résultats cartographiques obtenus. Notamment, nous rediscuterons de la nature et de la géométrie des zones de cisaillement, de la hiérarchie des structures fragiles et des dykes, ainsi que de l'identification possible des ensembles lithologiques et des unités tectonométamorphiques. Les cartes sont établies par croisement et intégration de l'ensemble des données issues des traitements décrits précédemment (§4-5-6-7-8-9) et qui ont été validées en partie par des mesures effectuées sur terrain.

1- Zones de cisaillements lithosphériques

1.1- Définition des limites des zones de cisaillement

Les limites des zones de cisaillement ont été établies grâce aux cartes des trajectoires de foliation (Fig. 1.1) réalisées sur la base d'analyse des images satellites (§4), de l'étude statistique des trajectoires de foliation (§5), ainsi que d'analyse des grilles aéromagnétiques (§9). Ces limites ont été validées sur le terrain (effectuées au cours de 5 missions: 2004 – 2005 - 2006), par l'analyse des textures des roches (qui sera discutée dans le paragraphe 3) et l'analyse des trajectoires de linéation (Fig. 1.1). La linéation d'étirement au sein des ZC est variable. Toutefois il existe des tendances par ZC : la ZC de Zazafotsy montre une linéation sub - horizontale à 15° de plongement toujours vers le Sud (Fig. 1.1).

Pour préciser les limites de ces ZC, nous avons également utilisé leurs caractéristiques, que nous avons mises en évidence au cours de ce travail (Fig. 1.2): comme leur contrôle sur la morphologie (§6), leur contrôle du signal gravimétrique (§7), la concentration ou l'appauvrissement en leur sein des teneurs en Th (§8) et des oxydes de magnétite (§9). Notre travail a donc été d'intégrer des données variées, et nous avons toujours réalisé un aller - retour entre les géométries des modèles (établis sur les données indirectes), nos mesures et les observations de terrain.

La limite exacte de la fin ou du début d'une zone de cisaillement n'est pas si évidente. Leur largeur peut varier selon le critère utilisé : par exemple, dans le cas des traitements dans le chapitre 5 - partie B ; on peut choisir un seuil sur le rapport axial des ellipses cartographiées (soulignées par les interférences de plis ou diapir). Ce seuil marquera la limite de la zone de concentration de la déformation. Il est également notable qu'une ZC évolue en son sein avec des domaines encore plus transposés (Martelat et al., 2000).

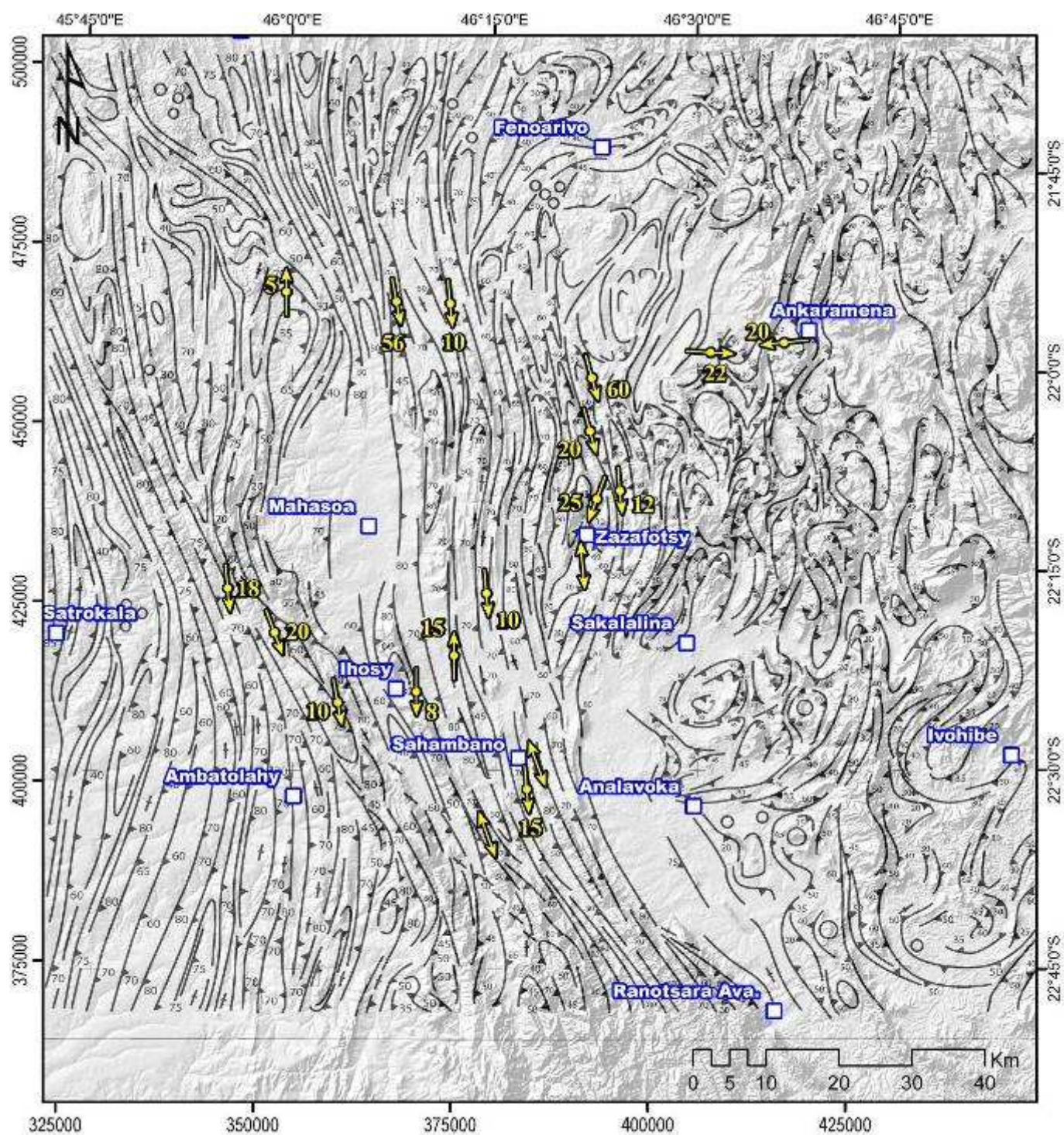


Figure 1.1 : Carte des trajectoires de foliation et des linéations minérales.

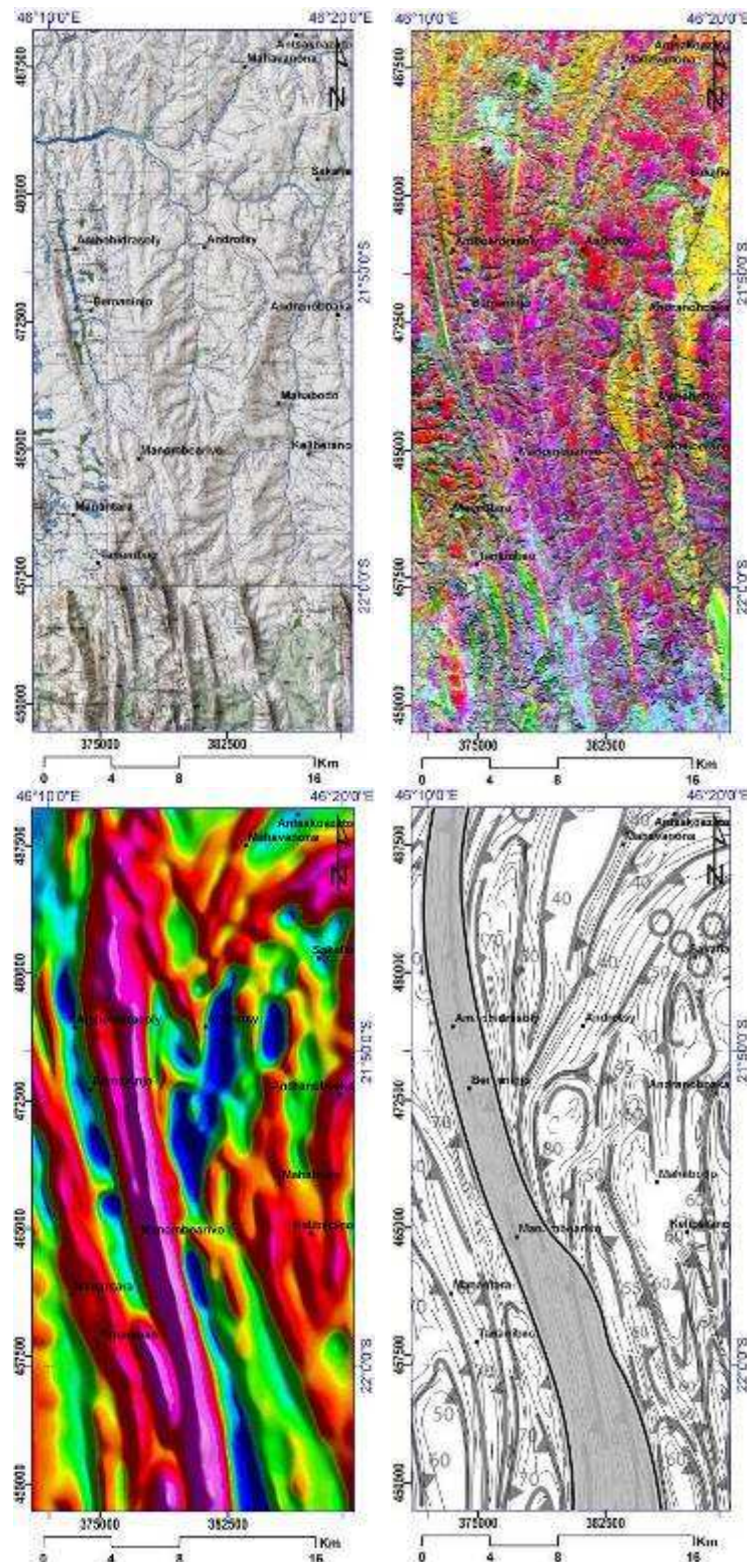


Figure 1.2 : Cartographie par intégration et croisement de données. Définition des limites de zones de cisaillement, défini par la transposition et la disparition des structures plissées. En haut : (a) à gauche, **carte topographique** ; (b) à droite, **image satellite**. En bas : (c) à gauche, **image aéromagnétique** ; (d) à droite, **carte des trajectoires de foliation interprétées et limite ZC**. Les « bull-eyes » observés sur l'image aéromagnétique (anomalies négatives ponctuelles au Nord - Est de la carte, région Sakafia) sont cartographiés en cercles.

Ainsi, pour préciser les limites exactes des ZC (Figs. 1.3, 1.4), nous avons utilisé quelques critères simples :

- (i) Une concentration de la déformation soulignée à l'échelle du terrain par une verticalisation du plan de foliation (associé à des linéations minérales peu pentées), et des roches présentant une texture homogène où les plis transposés disparaissent.
- (ii) A l'échelle des images satellite nous utilisons presque les mêmes critères, c'est-à-dire la disparition des structures fermées avec des rapports axiaux au sein des ZC de l'ordre de $1/20$ à $1/\infty$, et une texture homogène et régulière des foliations.

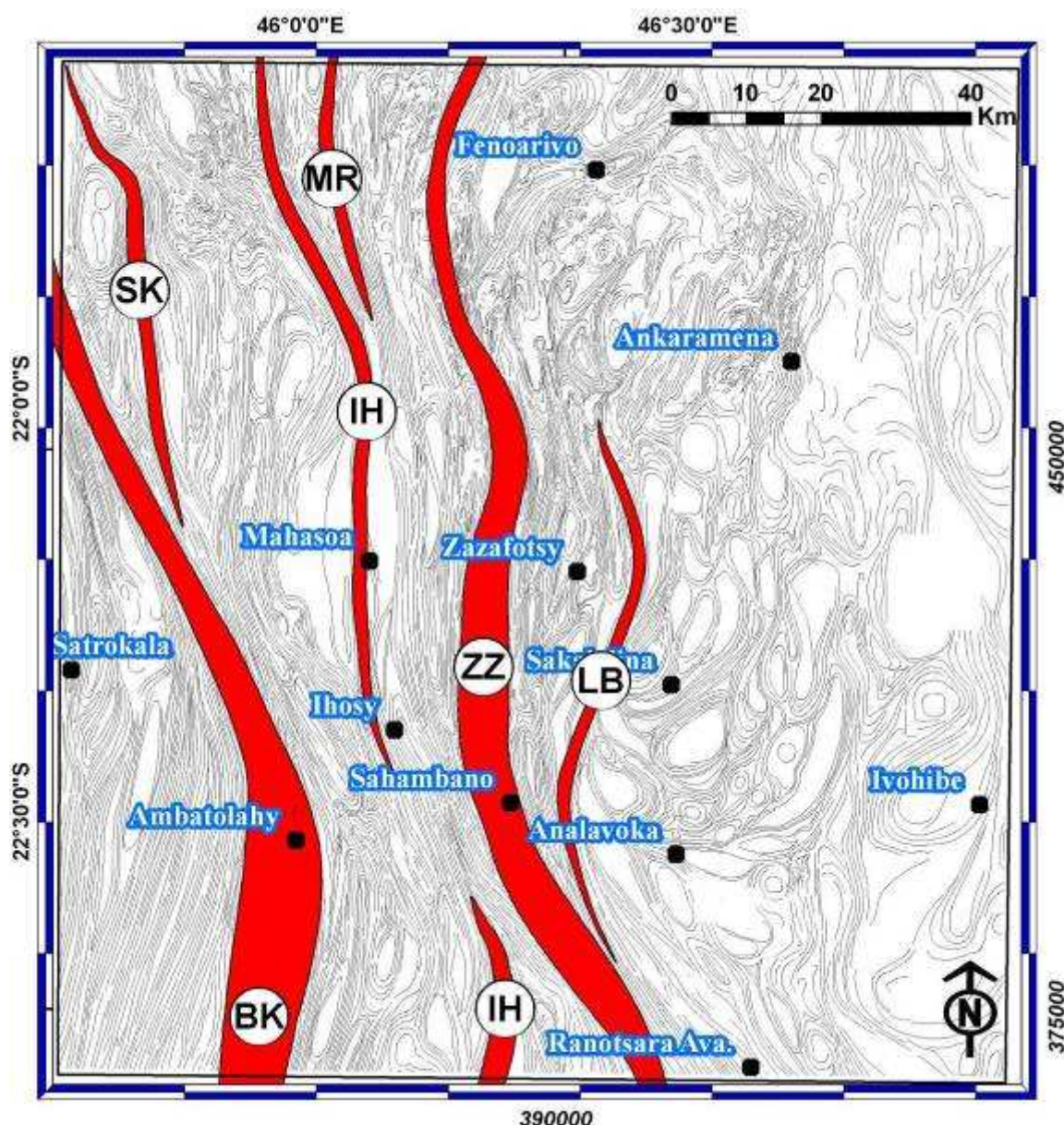


Figure 1.3 : Nouvelle carte de la position des ZC en rouge et carte des trajectoires de foliation (Fig. 1.1). Notez qu'il existe des **ZC majeures** (5-15 km de large et longueur >350 km) et des **ZC mineures** (1-3 de large et longueur <140 km). La nomenclature des zones de cisaillement est la suivante : SK : SAKENY, IH : IHOSY, ZZ : ZAZAFOTSY, LB : LAMBOANY, BK : BERAKETA, MR : MORARANO.

1.2- De nouveaux tracés et de nouvelles zones de cisaillement

Grâce à ces nouvelles cartes (Figs. 1.1, 1.2, 1.3) nous mettons en évidence des ZC majeures (de 5 à 15 km de large, par plus de 350 km de long) et des ZC mineures (de 1 à 3 km de large, par moins de 140 km de long). Par rapport aux autres cartes des ZC existant dans la littérature (§1, partie A, Martelat et al., 2000, Grégoire et al., 2009), la largeur des ZC ne dépasse pas ici les 15 km ; ce qui est inférieure au x20 à 40 km proposé par ces auteurs. Nous précisons donc le tracé des ZC déjà mis en évidence notamment le tracé de la ZC de Zazafotsy, qui est maintenant clairement identifiée.

Nous mettons également en évidence 6 nouvelles zones de cisaillements : ZC d'Ihosal, ZC de Potobato, ZC de Sakeny, ZC de Morarano, ZC de Ranotsara, ZC de Lamboany (Figs. 1.3, 1.4).

Nous précisons également la prolongation des ZC de part et d'autre de la déflexion de « Bongolava – Ranotsara ». En effet, l'ensemble des ZC présentent des géométries dominantes Nord - Sud, elles sont simplement réorientées dans la direction N 157°, et sur un alignement de direction N 140° (§5). Ces directions sont soulignées par les traits noirs épais sur la figure 1.4. C'est un ensemble de déflexions compatibles avec la structure décrite « par erreur » comme cisaillement de Bongolava – Ranotsara . C'est aussi la réactivation fragile de cette structure qui a accentué sa visibilité sur les diverses images satellite et anciennes cartes géologiques malgaches. Cette nouvelle géométrie est particulièrement importante pour les reconstitutions paléogéographiques. En effet, de nombreuses reconstitutions paléogéographiques sont basées sur un cisaillement ductile de Bongolava - Ranotsara orienté N 140°, relié au cisaillement d'Awa au Kenya. Ces reconstitutions n'ont aucune signification. Le déplacement senestre possible sur cette déflexion de Bongolava – Ranotsara serait de l'ordre de 40 km (Fig. 1.3).

Par ailleurs, nous mettons en évidence une zone de déformation particulière (en pointillé noir, en forme de U sur la Fig. 1.3, prolongement du granite de Tsikoriky,). Elle présente les caractéristiques d'une zone de cisaillement (absence de structures plissées et foliation verticale). Elle montre également des concentrations d'oxyde avec une signature aéromagnétique très forte (cf. Figs. 9.11, 9.18, §9, partie B), caractéristiques des ZC (lieu de circulation de fluides). Cependant, de part sa géométrie ; au centre du U, les structures sont brutalement horizontales et soulignent plutôt une synclinale. Peut-être que cette zone limiterait un ensemble montrant un fort déplacement vertical. Toutefois nous n'avons, ni sur le terrain, ni dans la littérature, trouvé de saut de métamorphisme compatible ici avec un mouvement vertical important.

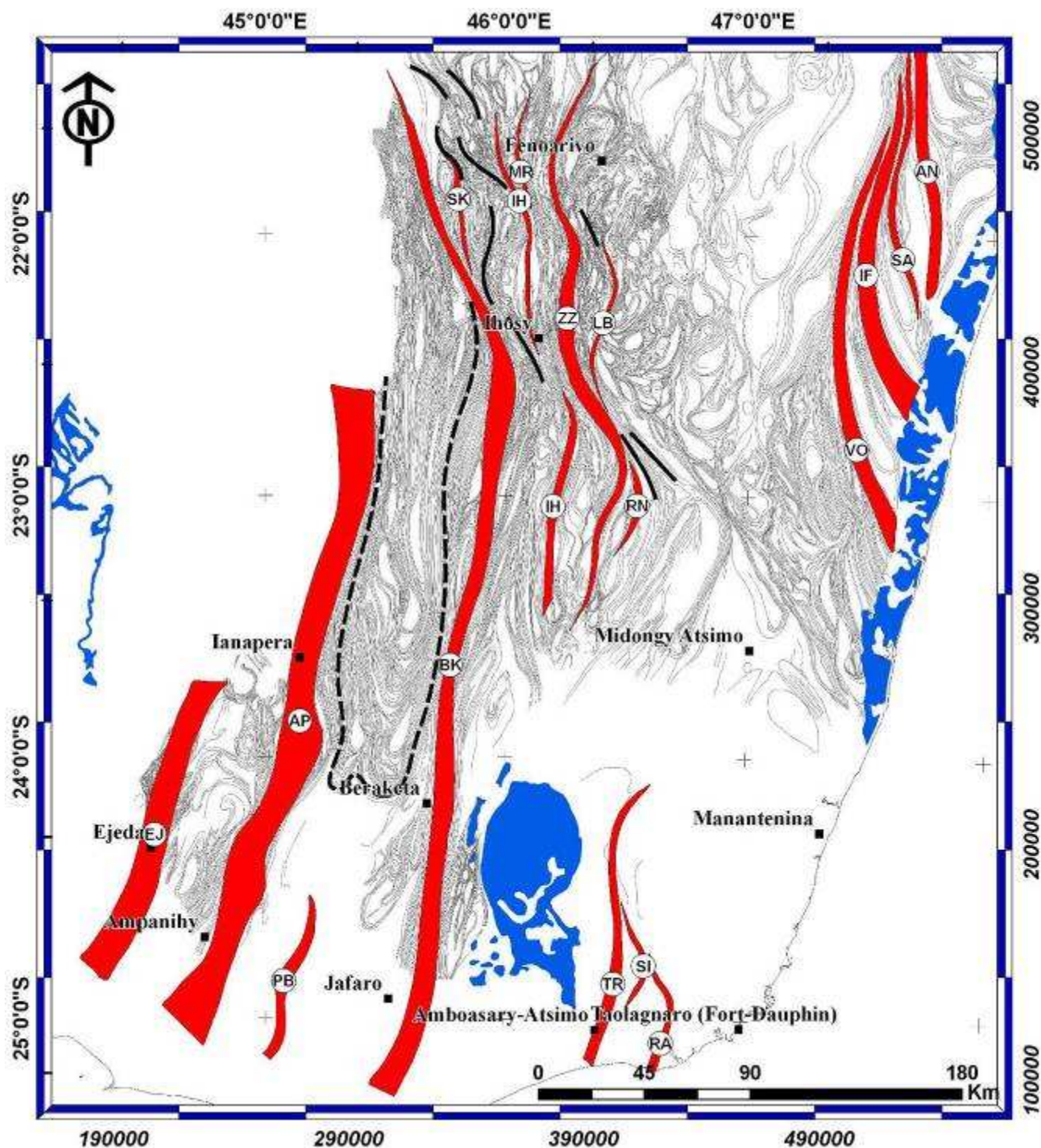


Figure 1.4 : Nouvelle carte de la position des SZ à l'échelle du Sud de Madagascar. On note la présence de **ZC majeures** (5 – 15 km de large et longueur >350 km) et de **ZC mineures** (1-3 km de large et longueur <140 km). En rouge sont représentés les différentes ZC : EJ : EJEDA, AP : AMPANIHY, PB : POTOBATO, BK : BERAKETA, TR : TRANOMARO, SI : SILAMA, RA : RANOPISO, SK : SAKENY, MR : MORARANO, IH : IHOSY, ZZ : ZAZAFOTSY, LB : LAMBOANY, VO : VONDROZO, IF : IFANADIANA, SA : SAHALALONA, AN : ANGAVO. En noir, sont indiquées les directions compatibles de la déflexion de « Bongolava – Ranotsara ». En pointillé une zone de cisaillement de géométrie complexe (zone de Belamoty - prolongement du granite de Tsikoriky cf. Figs. 9.11, 9.18, §9, partie B). En bleu foncé sont représentés les massifs volcaniques.

2- Géométrie des structures fragiles (fracturation et dykes)

2.1- Nouvelle carte des fractures

Les fractures sont très visibles sur les images satellite. Elles sont souvent visibles dans le paysage sans que l'on discerne de déplacements sur ces structures (Fig. 2.1). A l'affleurement, ces fractures sont plus difficilement appréciables. On peut par exemple les observer sous forme de brèches (Fig. 2.2). Aussi, je ne parlerai ici que de fractures au sens strict.

L'analyse croisée des données m'a permis d'établir deux nouvelles cartes de la fracturation : (i) à l'échelle régionale du tiers Sud de Madagascar (Fig. 2.3), (ii) et sur la région Ankaramena - Ihosy – Satrokala (Fig. 2.4). J'ai également analysé la distribution statistique de ces linéaments (Figs. 2.3, 2.4).



Figure 2.1 : Fractures de direction N 115° visibles dans le plan vertical. Il n'y a pas de déplacements visibles des couches sur cette fracture. Ensemble granitique proche d'Ankaramena avec des fractures à fort pendage de direction N 115°. La falaise fait une centaine de mètre de hauteur (Cf. Fig. 3.7 pour la vue d'ensemble).



Figures 2.2 : Cataclasite soulignant une faille parallèle à la foliation dominante. (a) A gauche, l'image ; (b) à droite, le dessin interprétatif.

La statistique des fractures ne montre qu'une très légère différence d'orientation suivant l'échelle d'étude (Figs 2.3, 2.4). On remarque sur ces cartes une forte dominance de la direction N 115°, et trois autres directions majeures : N 30°, N 60°, N 160°. Les groupes de fractures de direction N 115° sont concentrés dans les vallées incisées et sont parfois associés à des dykes de la même direction (§6-7-9, partie B) ; les directions N 160° sont compatibles avec la direction des dépressions majeures sur l'île (les grabens ; §6, partie B) ; la direction N 30° est compatible avec l'orientation de certains dykes (§9, partie B) ; et les directions N 60° sont compatibles avec les failles néogènes et actuelles (§7, partie B).

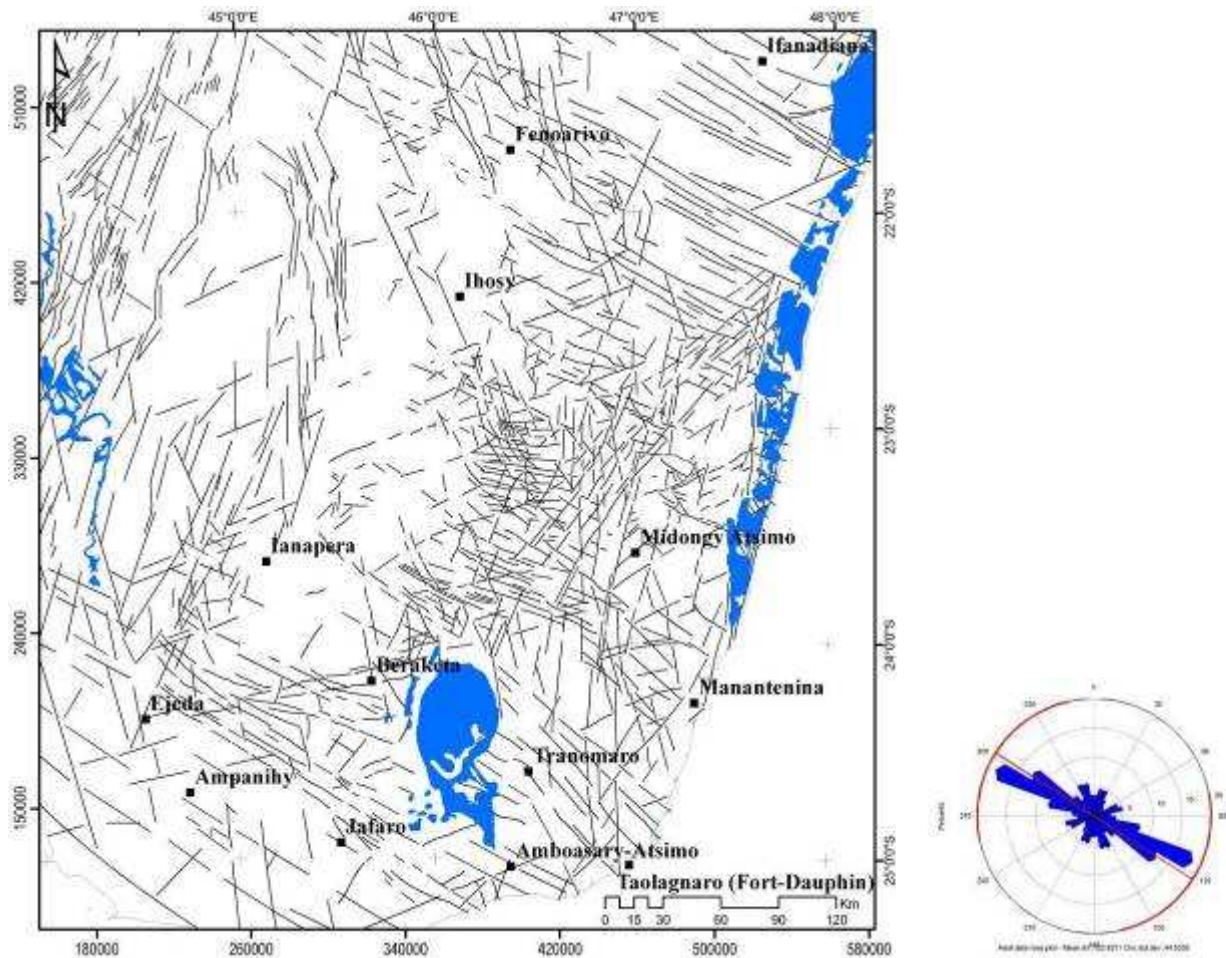


Figure. 2.3 : Cartographie des fractures, de grandes tailles (longueur >5 km) ; et **diagramme de rose correspondant** (direction majeure N 115°).

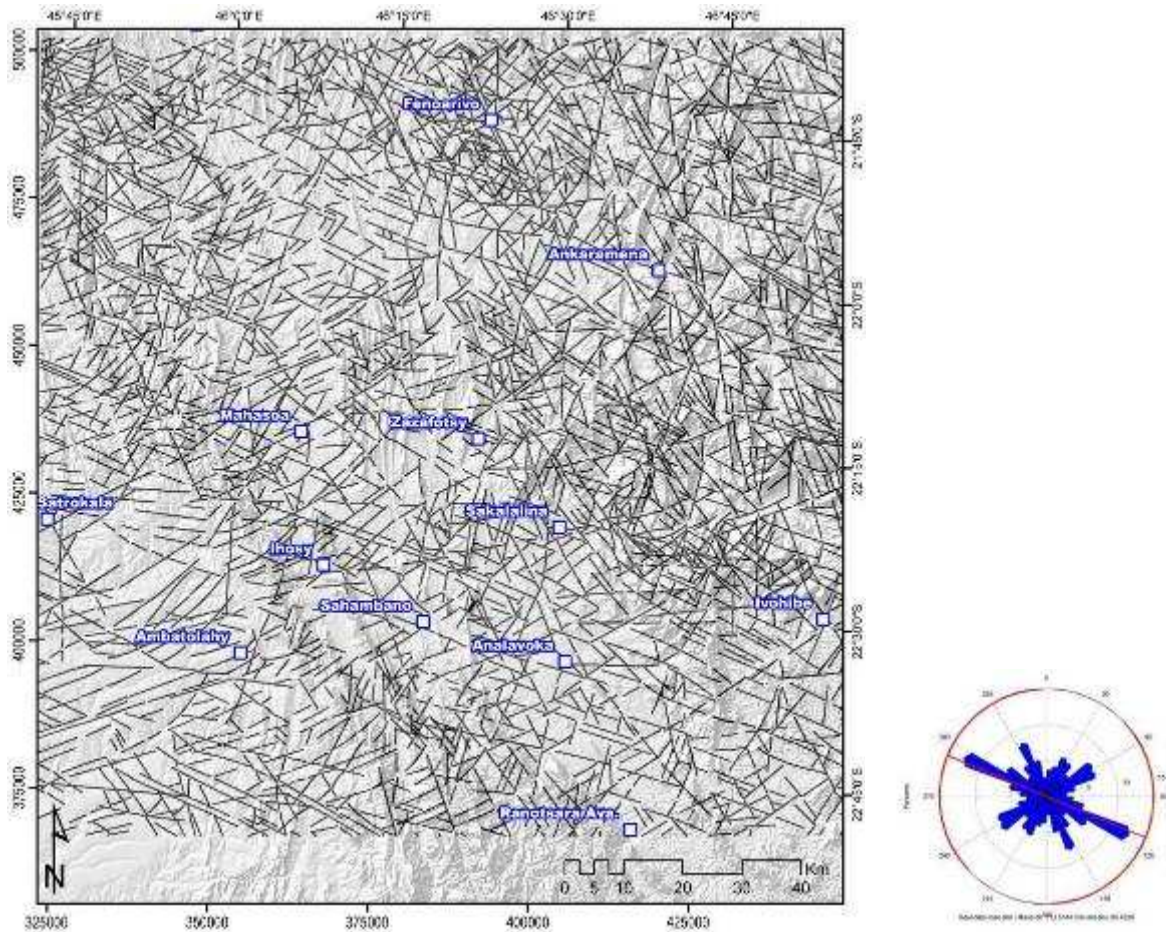
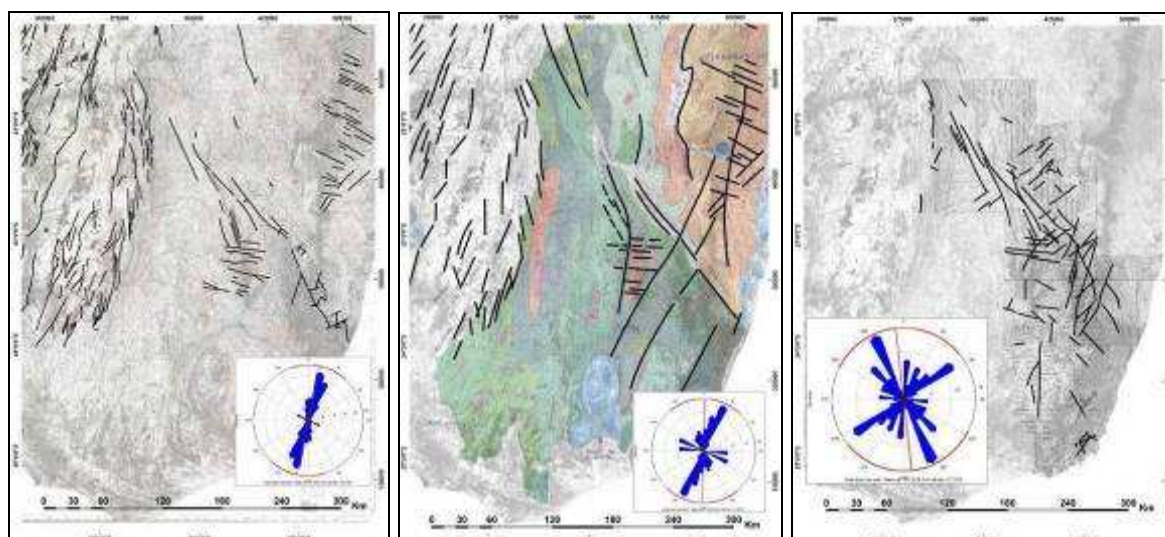


Figure 2.4 : Ensemble des Fractures cartographiées dans la région d'Ithosy ; et diagramme de rose correspondant (direction majeure N 115° et autres directions moins représentées N 30°, N 60°, N 160°).

Cependant, les directions que j'identifie contrastent avec les directions de fractures cartographiées à Madagascar, notamment sur les cartes de synthèse des années soixante-dix : Bésairie (1970), Hottin (1972), Bazot (1976) ; Figs. 2.5). Les diagrammes d'orientation des fractures montrent:

- (i) Une direction dominante N 10° - N 15°, que j'observe peu sur mes cartes (Figs, 2.3, 2.4).
- (ii) Que la direction N 115° de mes cartes n'est que faiblement représentée.
- (iii) Que la direction N 140° (Direction de Bongolava - Ranotsara) me semble « sur-représentée » sur ces cartes anciennes.
- (iv) Que d'autres directions sont visibles sur les cartes anciennes : N 55° - N 65°, qui sont compatibles avec mes observations.
- (v) Et on observe également que au Sud de la latitude 24° S, très peu de fractures (voire aucune) ont été cartographiées par ces auteurs ; là où j'identifie une dominance des séries de directions N 115°.



Figures 2.5 : Cartes des fractures de synthèse du ¾ sud de Madagascar (sur un fond transparent géologique) et statistique des failles : (a) à gauche carte de **synthèse au 1/500000 (Besairie, 1970)** (b) au centre **synthèse au 1/2000000 (Hottin, 1972)** (c) à droite carte de **synthèse au 1/2000000 (Bazot, 1976)**. Insère sur les cartes, les diagrammes de rose d'orientation des failles (de gauche à droite le nombre de failles analysées : $n=440$; $n=136$; $n=95$). De grandes failles ont été cartographiées sur la carte au 1/2000000 (Hottin, 1972), qui n'existent pas sur la synthèse au 1/500000 (Besairie, 1970). Sur la carte de Bazot (c), la zone de failles cartographiées n'est pas la même que pour Besairie et Hottin (a et b). Les directions qui ressortent sont également différentes. On observe également que au Sud de la latitude 24° S, très peu de fractures (voire aucune) n'ont été cartographiées par ces trois auteurs.

2.2- Nouvelle carte des dykes

J'ai cartographié les dykes par traitement des données gravimétriques (§7, partie B), aéromagnétiques (§9, partie B) et par les données de terrain. Des champs de dykes basaltiques ou de microgranites (Figs. 2.6) apparaissent sur le terrain en boules isolées métriques. Ils sont plus rarement visibles dans leur totalité avec des figures de marge trempées (Fig. 2.6a). Ces ensembles sont très visibles dans le Sud de l'île : régions d'Ejeda, Ampanihy, et Beraketa. Des dykes rhyolitiques sont indiqués sur les cartes géologiques (Bésairie, 1970). Jusqu'à aujourd'hui, on n'a pas identifié de tels dykes à texture volcanique ; par contre on a identifié des dykes kilométriques de microgranite (Fig. 2.6b) dans la région située au Nord – Est d'Ihosi. Je n'ai pas pu vérifier le type lithologique associé aux grands faisceaux de dykes de la région de Midongy - Atsimo (Fig. 2.7), ces ensembles n'étant pas facilement accessibles sur le terrain.

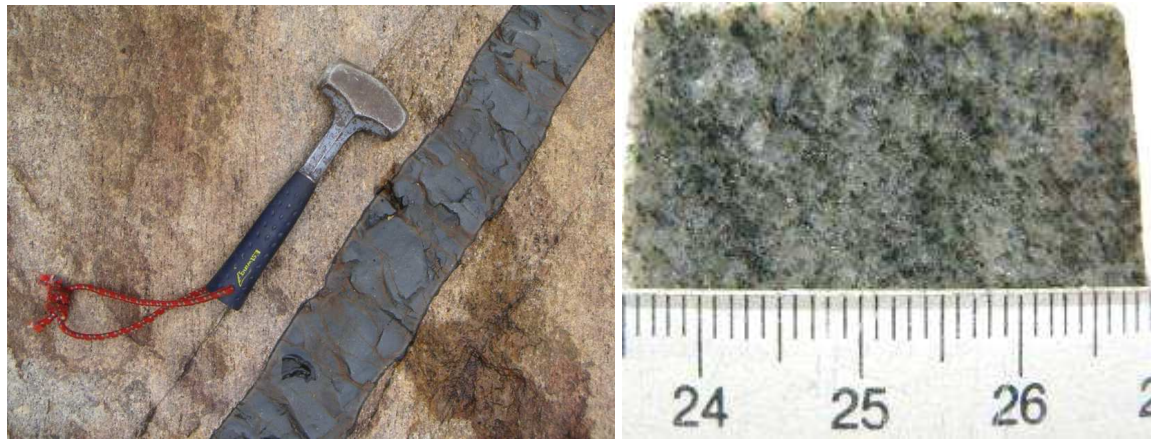
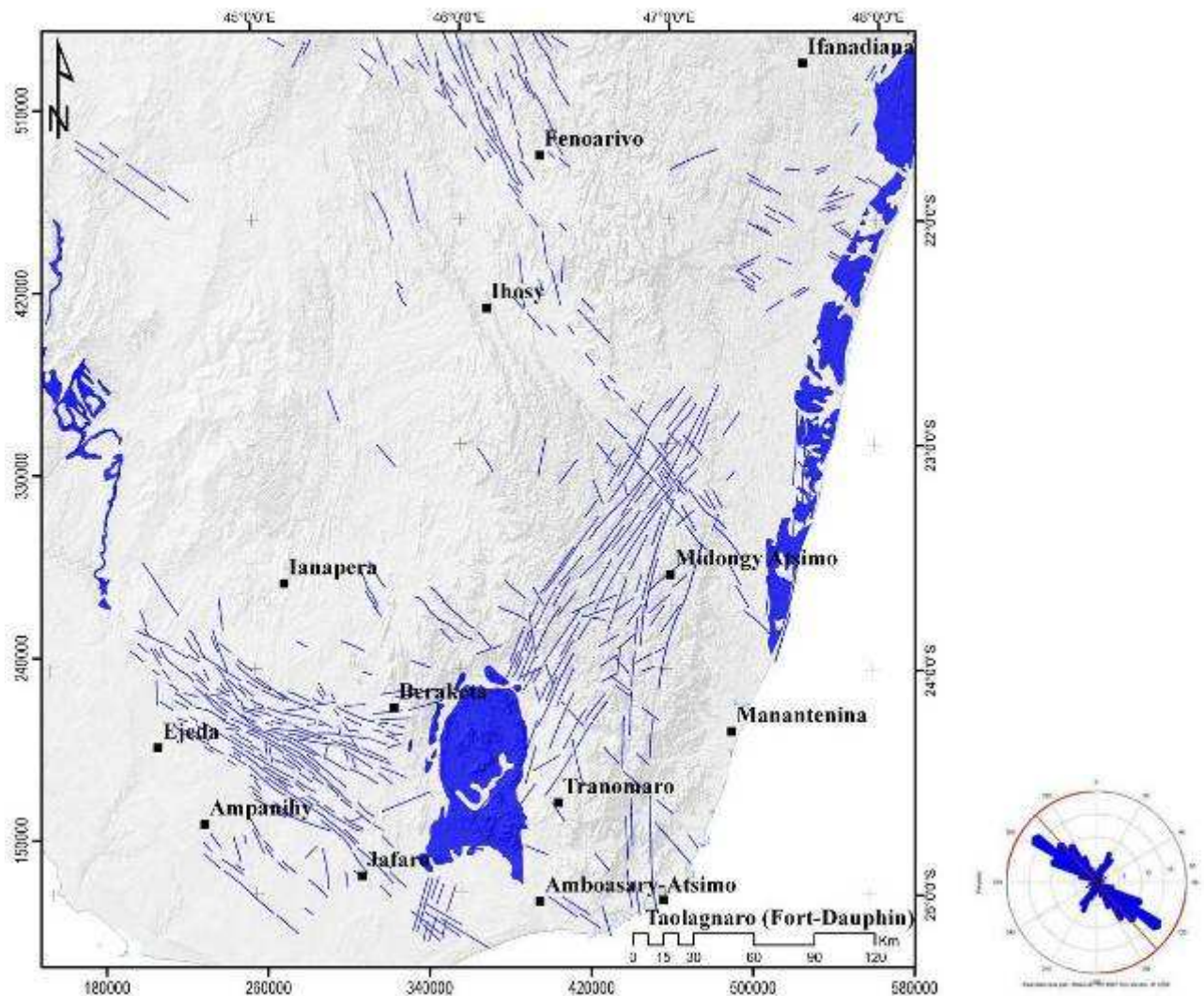


Figure 2.6 : (a) à gauche, **dyke de basalte avec marges trempées sécant sur la foliation dominante**, région Ampandrandava ($x=324993$ m, $y= 229715$ m), (b) à droite, **dyke de microgranite** au Nord – Est Ihosy ($x=381128$ m, $y= 463749$ m).

La carte établie sur la figure 2.7 (ci-dessous) montre l'importance des dykes kilométriques (plus de 30 kilomètres de long) ; et à ma connaissance, on met pour la première fois en évidence des faisceaux de dykes dans des zones où ils n'avaient pas encore été cartographiés (axe Ihosy – Midongy Atsimo et zone de Fenoarivo).



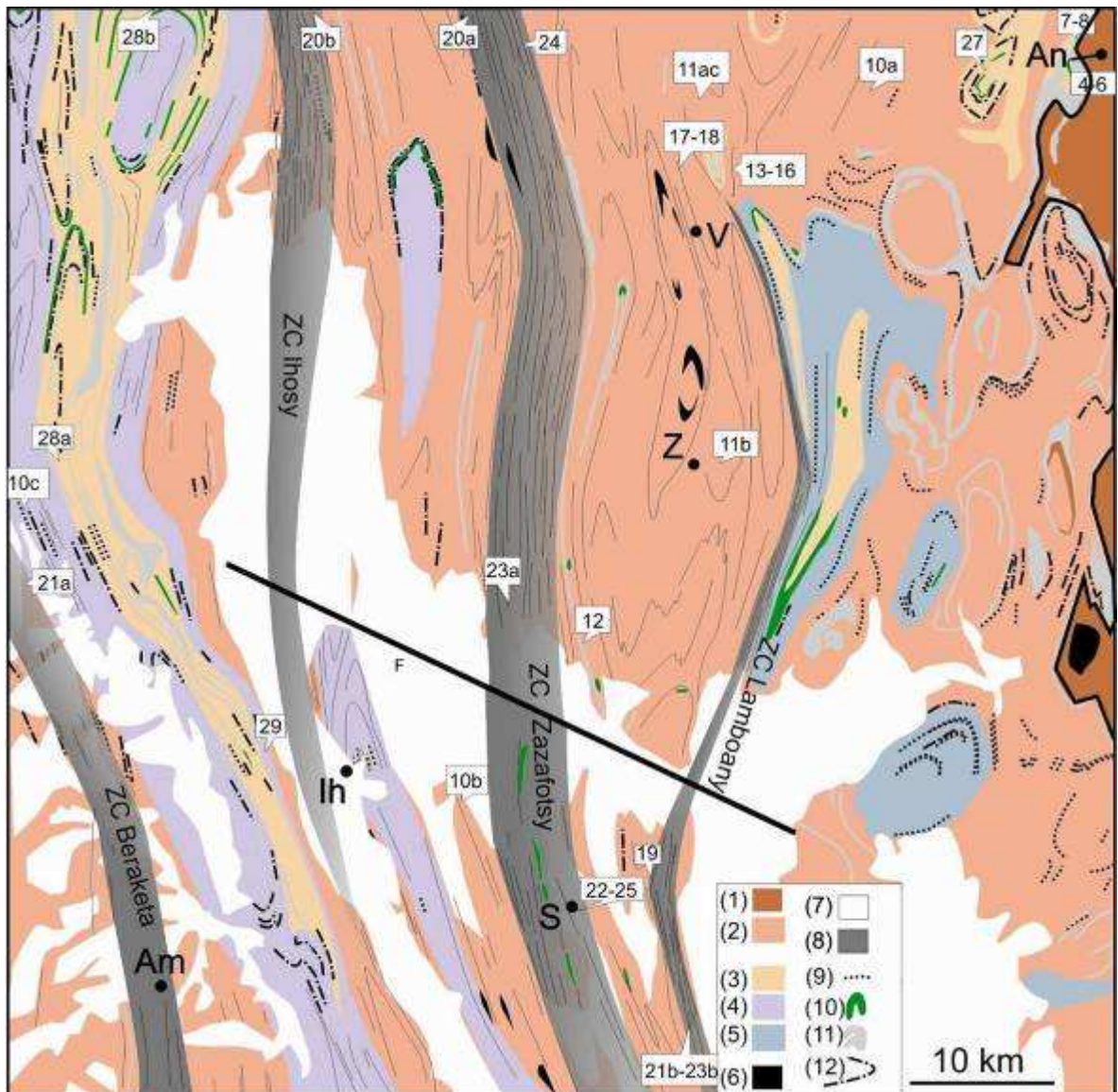
Figures 2.7 : Nouvelle cartographie des différents dykes magmatiques, et diagramme de rose correspondant.

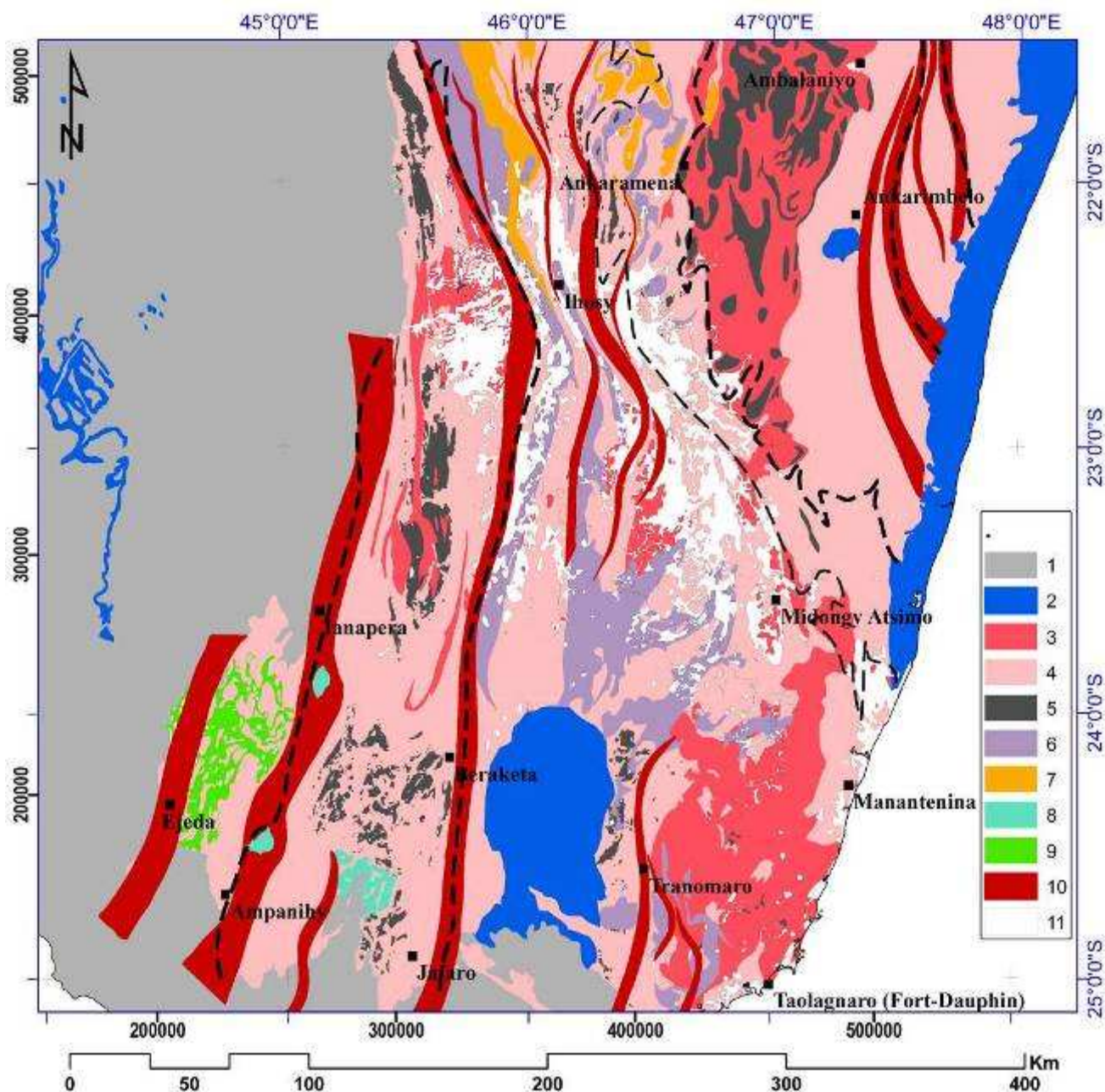
L'analyse statistique de ces dykes montre une direction d'orientation principale N 120°, légèrement supérieure mais toujours compatible avec la direction principale mise en évidence sur les fractures (N 115°). On observe également une plus grande dispersion autour de cette direction par rapport aux directions de fractures cartographiées précédemment (quelques dykes d'orientation jusqu'à N 160°). Il est notable que la direction N 160° est faiblement représentée. On discerne également deux autres directions de dykes N 25° - 30° et N 60°. Ces dernières pourraient constituer les directions conjuguées du N 120°.

Les directions N 30° et plus rarement N 60° pourraient être liées à des failles conjuguées liées à la direction majeure N 120°. Compte tenu de l'histoire des ouvertures océaniques à Madagascar (§ 4.2, partie A), j'interprète l'âge de mise en place de ces dykes entre 250 Ma (âge min) et 70 Ma (âge max). Les directions N 160° - N 170° sont quasiment parallèles aux directions des zones de cisaillement et des grabens. Cependant, ces grabens n'auraient été que peu activés pour la mise en place des dykes.

En effet, la réactivation de ces grabens est plus récente (néogène à actuel ; § 4.2.3, partie A). L'extension active Est – Ouest, soulignée par les mécanismes au foyer de failles d'orientation Nord - Sud (§ 4.2.3, partie A) est compatible avec l'orientation des ZC majeures N 0°. Ces structures ne sont donc pas associées à la mise en place de dykes (du moins ces édifices, s'ils existent, ne sont pas exprimés à l'affleurement).

3- Signification des unités tectonométamorphiques : Cartographie et observations de terrain





Figures 3.1 : (a) Page précédente, **nouvelle carte géologique vue à l'échelle de la région Ihosy.**

(1) granites et syénites stratoïdes et gneiss migmatitiques à amphibole, (2) orthogneiss migmatitiques peu alumineux, (3) gneiss migmatitiques à amphibole (4)-(5); métasédiments alumineux migmatitiques (4) à 7 phases (Nicollet, 1988), (6) roches hyperpotassiques, (7) alluvions, (8) ZC, (9) métasédiments hyperalumineux, (10) marbres, (11) quartzites, (12) pyroxénites. Les villages : An= Ankaramena, Am= Ambolasoa, Ih= Ihosy, S = Sahambano, V= Voatavo, et Z=Zazafotsy. Les nombres dans les info-bulles indiquent la localisation de la plupart des illustrations du texte (exemple : 4-6 = figure 3.4 à figure 3.6). Le trait noir épais souligne la quartzite qui limite le passage entre (i) l'ensemble de granites et syénites stratoïdes et gneiss migmatitique à amphibole et (ii) l'ensemble d'orthogneiss migmatitiques peu alumineux qui correspond, à la limite Ikalamavony, Antananarivo (PGRM, 2008).

(b) en haut, **nouvelle carte géologique du Sud de Madagascar.** (1) Sédiments phanérozoïques, (2) ensembles volcaniques, (3) granites stratoïdes et gneiss migmatitiques, (4) orthogneiss migmatitiques peu alumineux, (5) syénites, (6) métasédiments alumineux migmatitiques, (7) gneiss migmatitiques à amphibole (8) anorthosites, (9) gneiss à hornblende et metabasites, (10) ZC, (11) latérites. **Limites des unités tectonométamorphiques proposées par PGRM (2008)** trait noir pointillés.

Trois découpages en unités lithochronologiques ou tectonométamorphiques ont été présentés et utilisés dans cette thèse (cf. Fig. 3.6, partie A) : Hottin (1976) ; Collins (2000), et PGRM (Figs. 3.1b, 3.2 ; 2008). Ils sont basés sur des variations d'âges / de lithologie, et sur l'existence de contacts tectoniques. Il nous a été difficile de recouper ces limites et ces ensembles avec nos différentes données : images satellite, aéromagnétiques et spectrométriques (§4-8-9, partie B).

Ainsi, nous rediscutons ici leur existence, notamment en confrontant nos observations de terrain et nos nouvelles cartes (Figs. 3.1 – 3.2). Cette discussion sera abordée, en premier lieu, dans la zone Ankaramena - Ihosy – Satrokala (Fig. 3.2, 120 x 120 km), où existeraient 4 unités différentes (PGRM, 2008) : Ik : Ikalamavony, Ta : Antananarivo, As : Anosyen et Ad : Androyen (Fig. 3.6b, partie A). Puis nous nous placerons à l'échelle régionale du Sud de Madagascar, où nous présenterons les « ensembles » tels que nous avons pu les identifier. Nous utilisons également la nomenclature des champs de déformation finie D1 et D2, qui sont présentés dans la partie A (§3.3).

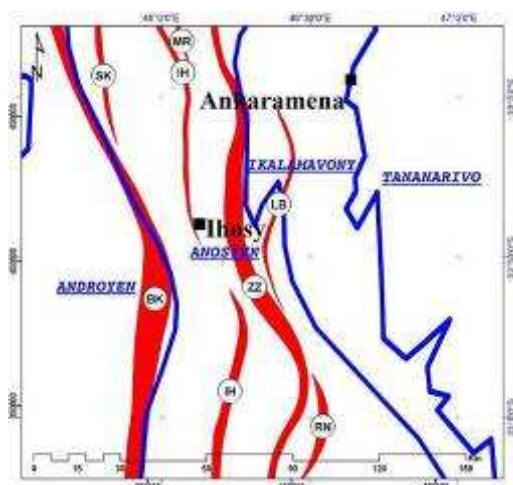


Figure 3.2 : Dans la région de Ankaramena - Ihosy – Satrokala, **localisation des limites des unités** Ikalamavony, Antananarivo, Anosyen et Androyen (PGRM, 2008); **et les nouveaux tracés des ZC** (en polygones rouge, Fig. 1.3).

3.1- L'ensemble de granites et syénites stratoldes et gneiss migmatitiques à amphiboles

Cet ensemble, qui appartiendrait à l'unité d'Antananarivo, est limité à l'Est par la terminaison des syénites andrigitriennes (Fig. 3.1b). Il est constitué de roches gneissiques à amphiboles très migmatitisées, Au contact de roches (voir les incluant) magmatiques granitiques et syénitiques à forte fabrique planaire (Fig. 3.3). Ces lithologies sont visibles sur la RN7, entre Ambalanivo jusqu'à Ankaramena (Fig. 3.1b). Ces gneiss et ces granites dessinent dans le paysage des ensembles tabulaires de quelques centaines de mètre d'épaisseur au maximum sur plusieurs kilomètres d'extension horizontale.



Figures 3.3 : (a) à gauche, **large corps granitique avec enclave de gneiss à amphibole montrant une forte fabrique et des plis compatibles avec un aplatissement vertical** ($x=444339m$, $y= 476359m$). (b) à droite, **plan horizontal, derniers magmas à cristalliser dans une syénite** ($x=434504 m$, $y= 470483m$).

Parfois plissés, ces ensembles peuvent former des « sucs » dans le paysage (Fig. 3.4). Les ensembles de granites et de syénites (Andringitriens) sont donc intrusifs dans des ensembles gneissiques et migmatitiques à amphibole (contact entre lame de granite et gneiss relativement franc, et gneiss en enclaves dans les granites Figs. 3.3, 3.5). Toutefois ces contacts ne sont pas simples, on y observe des ensembles boudinés et plissés à l'échelle kilométrique (Fig. 3.5). Ils montrent un épisode de déformation commun avec une direction d'étirement Est-Ouest dans des conditions de déformation qui se font à la limite de l'état magmatique (Fig. 3.6). Ces conditions de déformation particulières sont soulignées par des migmatites et des brèches magmatiques à plus de 50% de magmas et des roches à texture granitique, montrant une très forte fabrique (champ de déformation D_n ; Martelat, 1998 ; Grégoire, 1999 ; Grégoire et al., 2009).



Figure 3.4 : **Vue du village Ankaramena** ($x= 423600m$, $y= 463420m$), **aspect morphologique des granites et gneiss tabulaires** (sur la gauche), **aspect en boule sur la droite**.



Figures 3.5 : Vue du village Ankaramena ($x= 423600m$, $y= 463420m$). (a) à gauche, **coupe E-W, des granites à plat et gneiss migmatitiques à amphibole, le boudinage des granites à plat est matérialisé par les lignes discontinues jaunes, la figure 3.6a est localisée par le rectangle jaune. La limite granite (en noir), gneiss (b) à droite, **interpénétration des granites et des gneiss boudinés ensemble**. On observe que les granites sont plus compétents que les gneiss à amphibole.**



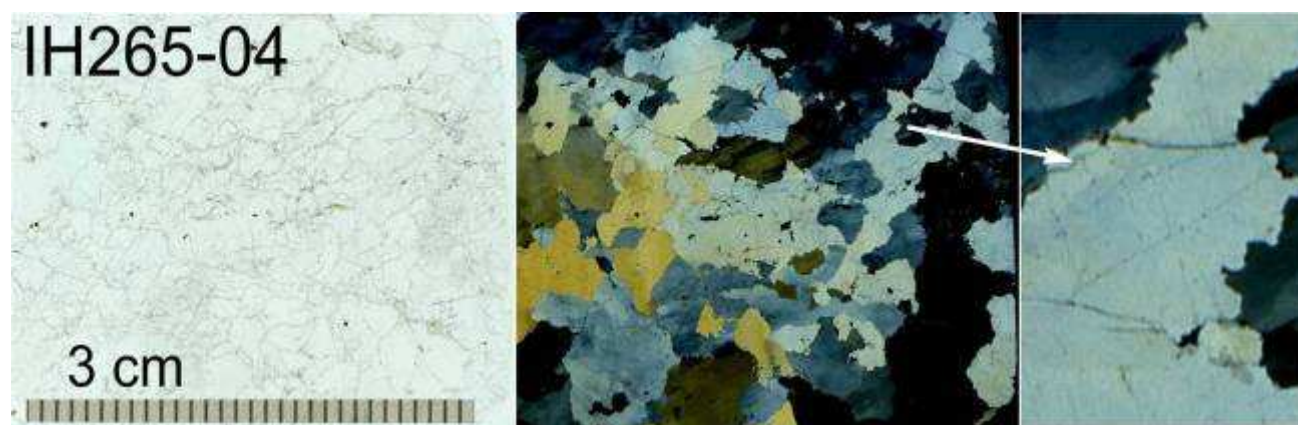
Figures 3.6 : Vues de détail (Fig. 3.5). (a) à gauche, **brèche migmatitique et niveaux restitiques à amphiboles. (b) à droite, **détail de la texture migmatitique** ($x=424427m$, $y=463957m$).**

Cet ensemble de granites et syénites stratoïdes et gneiss migmatitiques à amphiboles présente à son sommet des couches de quartzites concordantes d'épaisseur variable (d'une centaine de mètres à quelques dizaines de mètres, Figs. 3.7). Ces quartzites sont elles - même surmontées par des roches quartzo – feldspathiques (que nous appellerons l'ensemble d'orthogneiss migmatitiques peu alumineux). Les quartzites sommitales sont très homogènes, monominérales à gros grains de quartz, et nous n'observons pas (à différentes échelles) de critères cinématiques montrant un sens de déplacement (Figs. 3.8).



Figures 3.7 : quartzite au sommet de l'ensemble granitique. Photo prise au Nord _ Ouest du village d'Ankaramena ($x=424427m$, $y=463957m$). La zone cadrée représente une vue de détail de la limite de l'ensemble granitique (cf. Fig. 2.1)

Ainsi nous identifions un ensemble (granites et syénites stratoïdes et gneiss migmatitiques à amphibole) par ses caractéristiques lithologiques. Le quartzite sommital concordant avec le granite sous jacent peu être un sédiment déposé sur des roches plus anciennes et ne constitue pas forcément un contact tectonique majeur. Il n'existe pas de saut d'âge du métamorphisme (Fig. 3.3 partie A), ni de saut de métamorphisme de part et d'autre de ce quartzite sommital (aux alentours de 5-6 kbar pour $750^{\circ}C$; Martelat, 1998 ; Grégoire, 1999 ; Grégoire et al., 2009).



Figures 3.8 : Lame mince de quartzite (a) à gauche, en LPA et (b) à droite, en LPNA. La quartzite est très pure et montre des grains de grandes tailles (plurimillimétriques) avec des limites très digitées ($x=418509m$, $y=464274m$).

3.2- L'ensemble d'orthogneiss migmatitiques peu alumineux

On observe donc à 2 km à l'Ouest d'Ankaramena (sur la RN7), un changement brutal des lithologies et de la texture des roches : passant d'un ensemble de « granites et syénites stratoïdes et gneiss migmatitiques à amphiboles » (à forte fabrique) déformé en condition sub – magmatique (pourcentage de magma syn-déformation $>50\%$), à un ensemble quartzo -

feldspathique également migmatitique mais déformé à l'état solide (pourcentage de magma syn-déformation <35%). Les deux ensembles sont séparés par un niveau de quartzite.

Depuis cette limite, en allant vers l'Ouest et le Sud, les lithologies sont variables mais gardent une certaine homogénéité. Il existe des niveaux quartzo – feldspathiques plus alumineux et des quartzites boudinés ; mais les roches dominantes sont plutôt assez peu alumineuses, souvent à feldspaths potassiques centimétriques (texture ocellée). Aussi nous appellerons cette ensemble : «ensemble d'orthogneiss migmatitiques peu alumineux». Dans l'ensemble ainsi nommé (orthogneiss migmatitiques peu alumineux), existent plusieurs changements brutaux des lithologies qui peuvent être à dimensions plurikilométriques (Figs. 3.1). Ces ensembles lithologiques sont:

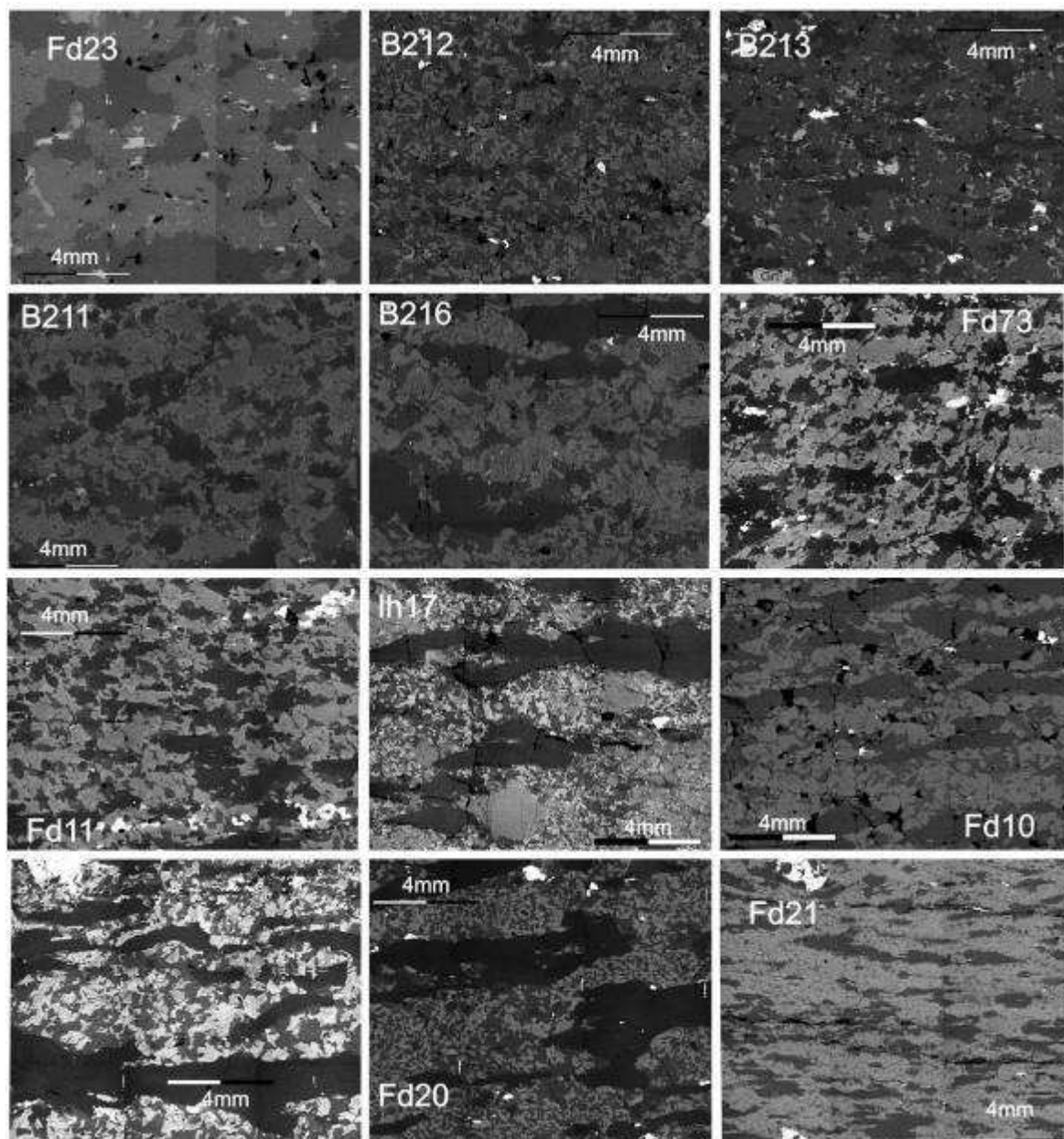
- (i) des gneiss migmatitiques à amphiboles associés à des marbres, des pyroxénites et des quartzites (figuré 3 - Fig. 3.1a, figuré 7 - Fig. 3.1b).
- (ii) des métasédiments très alumineux sans quartzite (figurés 4 & 5 - Fig. 3.1a, figuré 6 - Fig. 3.1b) : à cordiérite ou sillimanite et/ou grenat (4-Fig.3.1a), et à 7 phases (5-Fig. 3.1b, Nicollet, 1988).
- (iii) des petits ensembles boudinés de plusieurs kilomètres de long et de quelques dizaines de mètres, ou centaines de mètres d'épaisseur qui sont soit des quartzites, des marbres, des pyroxénites, des métasédiments très alumineux.

L'ensemble de ces lithologies sont plissées et boudinées dans l'ensemble d'orthogneiss migmatitiques peu alumineux. Ce dernier inclut également l'ensemble des zones de cisaillement majeures : ZC de Zazafotsy, ZC de Beraketa, ZC de Morarano, ZC d'Ihosi, et ZC de Lamboany (Figs. 3.1).

3.2.1- Caractéristique lithologique

Dans cet ensemble dominant les roches quartzo feldspathiques. Elles sont à quartz, oligoclase et très riches en feldspaths potassiques toujours perthitiques (Fig. 3.9). Les phases alumineuses, sont la plupart du temps rares (<5%) parfois absentes. Le % de phases alumineuses peut être localement parfois plus important (Fig. 3.10), et des petits ensembles alumineux sont présents en enclaves boudinées de taille variable (Fig. 3.10). Ces niveaux alumineux présentent différentes échelles et peuvent atteindre l'échelle kilométrique (Fig. 3.1a).

De la même manière on peut trouver des niveaux quartzitiques boudinés à différentes échelles : depuis la dizaine de centimètres (Fig. 3.11c) jusqu'à l'échelle kilométrique (Figs. 3.1a, 3.12a). Les roches quartzitiques sont toujours à large grains pluri millimétriques. Elles sont quasi monominérales, avec parfois des lits à concentration d'oxyde de magnétite centimétrique (Figs. 3.1a, 3.12b).



Figures 3.9 : Mosaïque d'images en composition des roches quartzo – feldspathiques caractéristiques de l'ensemble du Sud (électron rétrodiffusé, MEB CGS Strasbourg). Le quartz est en gris foncé, l'oligoclase en gris clair et les feldspaths potassique en gris encore plus clair, les rares phases alumineuses (<5%) sont visibles en blanc. La localisation précise de ces échantillons est donnée sur la figure 8.14, §8, partie B).



Figure 3.10 : (a) à gauche, **niveau centimétrique alumineux à biotite, sillimanite et grenat en enclave dans un gneiss quartzo - feldspathique.** La roche présente une linéation Est-Ouest sub-horizontale (plan vertical, $x=393692\text{m}$, $y= 434684 \text{ m}$). (b) Au milieu, **niveaux alumineux à grenats décimétriques** (plan horizontal, $x=378480\text{m}$, $y=409157\text{m}$). (c) à droite, **niveaux alumineux kilométriques** (plan horizontal, $x=345470\text{m}$, $y=429946\text{m}$).

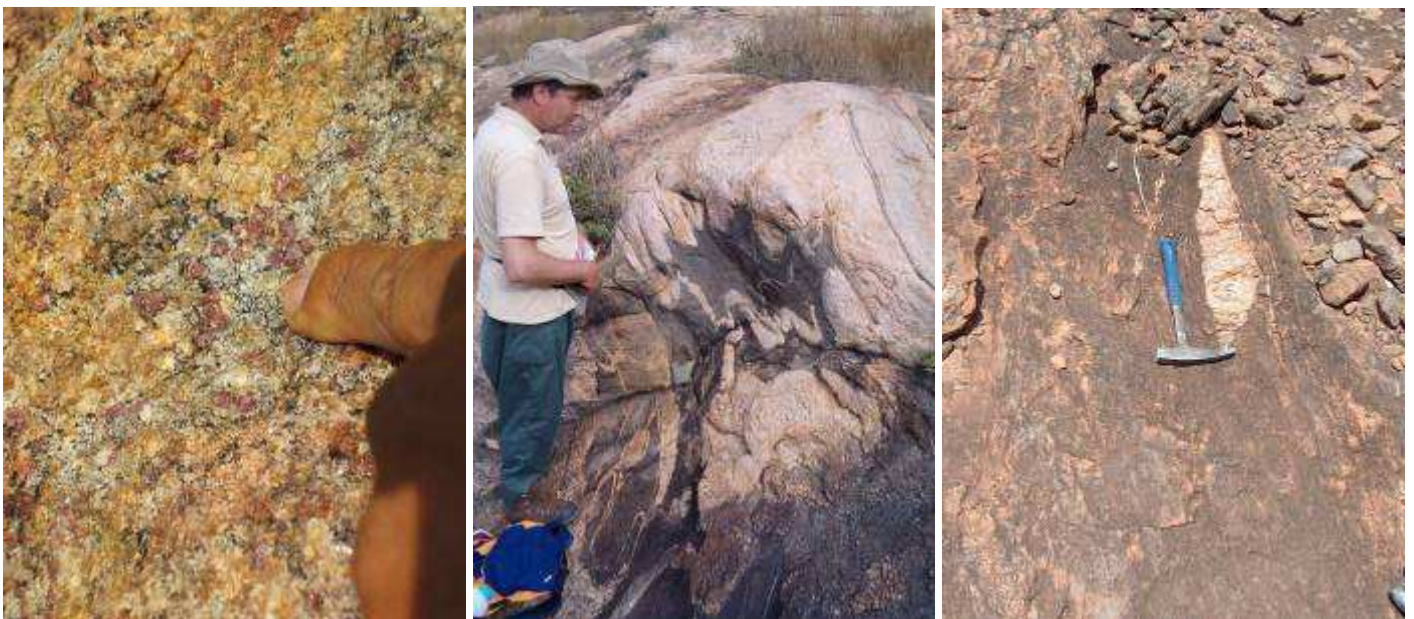


Figure 3.11 : (a) à gauche, **concentration de leucosome alumineux à Grt – Sill - Bt** (plan horizontal, $x=391222\text{m}$, $y=460872\text{m}$), (b) au centre, **ensemble alumineux métrique plissé** (plan vertical, $x=393434\text{m}$, $y=433454\text{m}$). (c) **Petit niveau de boudinage quartzitique concordant à la foliation** (plan horizontal, $x= 392825\text{m}$, $y= 461654\text{m}$).



Figures 3.12 : (a) à gauche, **affleurement de quartzite d'allongement kilométrique** (x= 383733m, y= 424012m). (b) à droite, **texture de détail de la quartzite**, à gros grains (plurimillimétriques à centimétriques) et présence d'oxydes de magnétite centimétrique.

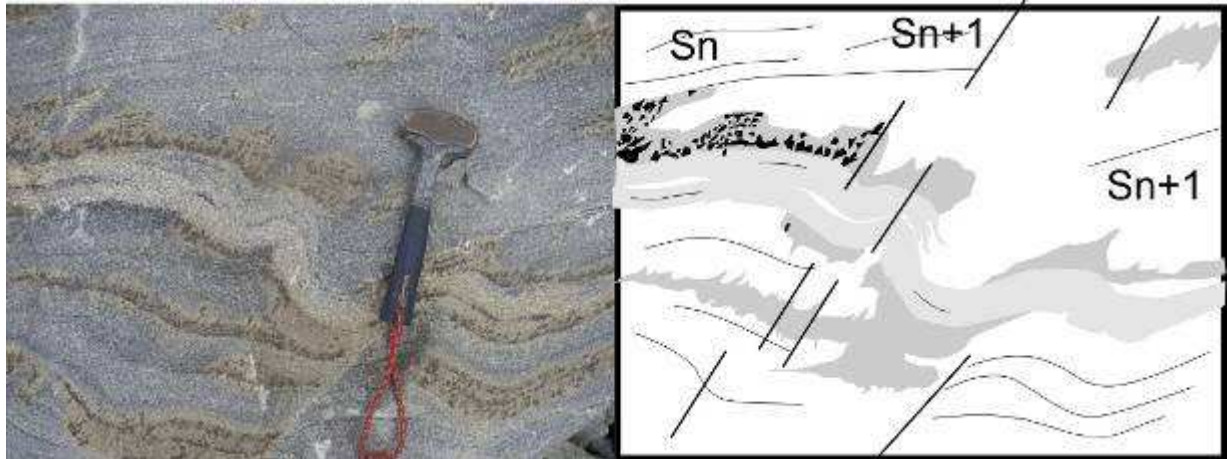
3.2.2- Texture des roches et double charnockitisation D1 – D2

La texture des roches est relativement homogène (Fig. 3.9): texture en amas de quartz allant vers des roches à « ribbons » de quartz dans les zones les plus déformées au sein des ZC avec une faible texture en agrégat, mais ne montrant jamais d'évolution en texture mylonitique (grain fins <100 μm et lits monominéraux). Les conditions de fusion sont partout présentes, soulignées par de nombreux leucosomes à toutes les échelles et des textures migmatitiques. Il est souvent difficile d'établir leur géométrie (leucosomes quartzo-feldspathiques au sein de roches elles mêmes quartzo – feldspathiques. Ce travail est actuellement en cours, en collaboration avec P. Hasalova (Monash Univ.).

Une caractéristique de cet ensemble migmatitique est la double migmatitisation avec le développement d'orthopyroxènes. Sur la RN 7, juste avant « la porte du Sud » : « Fandana », se trouve une grande carrière (Fig. 3.1a), où l'on observe très clairement cette double migmatitisation. Le gneiss migmatitique bleuté montre des lits de biotites restitiques, où des petits orthopyroxènes peuvent se développer.

On observe également une deuxième charnockitisation, soit en taches, soit dans le plan axial des plis liés au raccourcissement Est – Ouest (champ de déformation finie D2, Figs. 3.13, 3.14, 3.15, et 3.16). Cette deuxième charnockitisation est très franche, montrant le développement d'orthopyroxènes centimétriques dans la roche (Fig. 3.16), ou parfois d'orthopyroxènes d'une dizaine de centimètre associés aux leucosomes, et où l'ensemble des autres phases alumineuses, et notamment la biotite, ont disparu (Fig. 3.15).

Cette charnockitisation, faiblement développée lors du champ de déformation finie D1 et très développée lors du champ de déformation finie D2, est une caractéristique de cet ensemble d'orthogneiss migmatitiques peu alumineux du Sud (Fig. 3.1a).



Figures 3.13 : (a) à gauche, **double charnockitisation dans les gneiss.** (b) à droite, **dessin interprétatif.** La deuxième charnockitisation est dans le plan axial des plis ouverts (point N°10 : $x=395156m$, $y=455254m$).



Figures 3.14 : Différents stade de charnockitisation : (a) à gauche, **charnockitisation en tache dans une zone peu déformées.** (b) à droite, **charnockitisation de plan axial de plis isoclinaux.** (point N°10 : $x=395156m$, $y=455254m$).



Figure 3.15 : Poche de leucosomes avec orthopyroxènes centimétriques; (point N°8 : $x=395156m$, $y=455254m$)

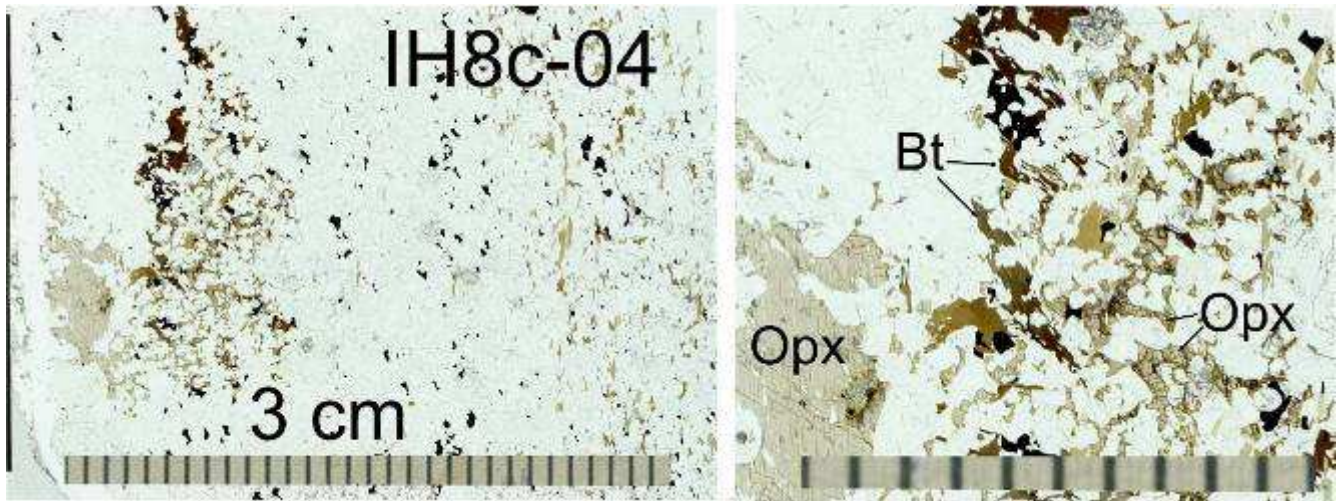


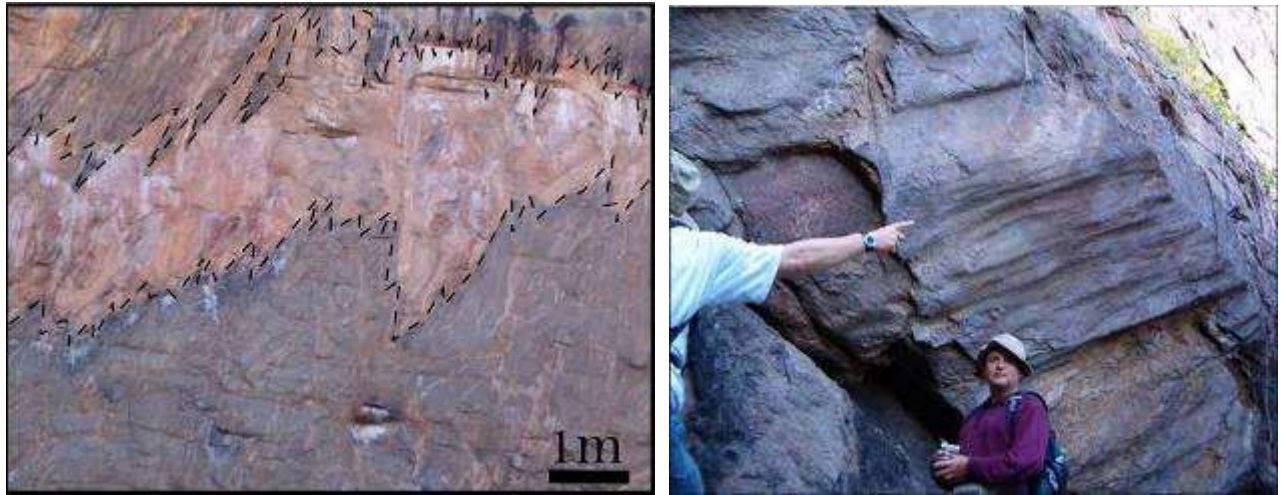
Figure 3.16 : (a) à gauche, lame mince de charnockite en LPNA : dans le plan S1 les orthopyroxènes et les biotites sont visibles (plan vertical), aux dépens des biotites, les orthopyroxènes se développent également dans les deux plans S1 et S2. La charnockitisation est moins importante et parfois absente dans le plan S1 (lit à biotite non perturbée dans la partie droite de l'image). (b) **Détail de la texture**, l'orthopyroxène peut atteindre 4 mm de long et la biotite est en symplectique ou complètement consommée aux dépens de l'orthopyroxène (x= 395156m, y=455254m).

3.2.3- Plis kilométriques et zone de transposition maximum ZC

Au niveau de la « porte du Sud » « Fandana » (Fig. 3.1), on observe des plis kilométriques isoclinaux transposés sur leur flanc (Figs. 3.17), avec des axes de plis qui sont soulignés par une belle crénulation peu pentée vers le Nord (Fig.3.18). La proportion de jus migmatitiques est variable au sein de la structure plissée et peut se localiser dans les charnières (Figs. 3.18).



Figures 3.17 : (a) à gauche, vue du Sud, **plis isoclinaux déraciné de Fandana** (Martelat, 1998). (b) à droite, **détail de la structure et plis isoclinaux**.



Figures 3.18 : (a) **vue rapprochée de la figure 1.10b**, montrant des « leucosomes » de taille décamétrique dans une zone de transposition progressive vers une zone de charnière (point d'arrêt Fandana, Fig.1.10: $x=392919m$, $y=453625m$). (b) **axe de plis de crénulation pentés ver le nord de 10°** .

Ces plis kilométriques compatibles avec un raccourcissement Est- Ouest (D2) disparaissent, lorsque la déformation s'intensifie, et limite ainsi clairement (sur le terrain) les ZC kilométriques. Au sein des ZC, les domaines transposés à foliations verticales, sans plis kilométriques, montrent sur le terrain des textures régulières et homogènes (Figs. 3.19, 3.20, 3.21).



Figures 3.19 : Texture au sein de la ZC de Lamboany (a) à gauche, **roche quartzo-feldspathique transposée**. (b) à droite, **détail de la texture grenat**: Roche plus alumineuse, déformations ductiles des grenats et étirement des quartz (Carrière de Sahambano, $x=389086m$, $y=404150m$). Plan vertical.

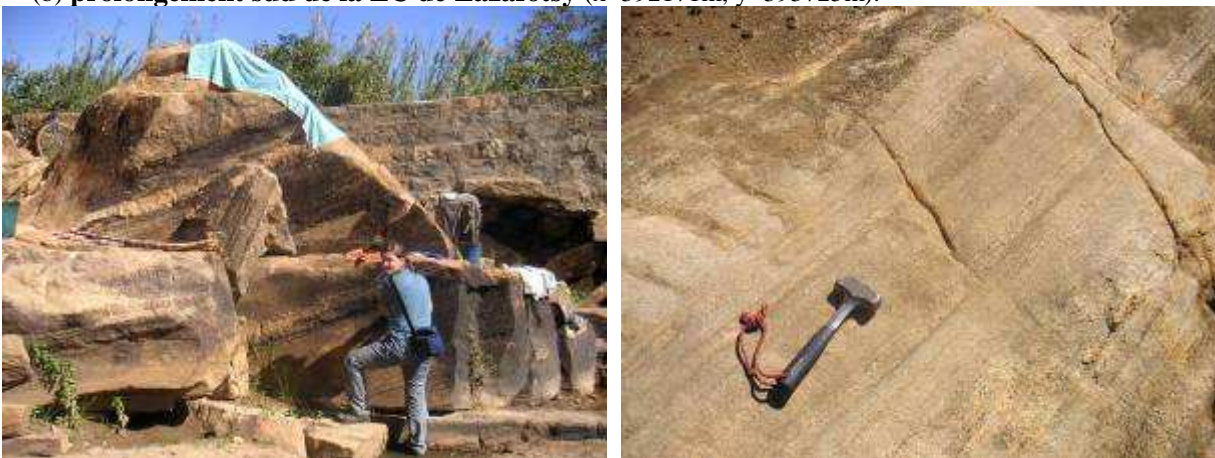
Les linéations sont de direction générale Nord - Sud avec un léger plongement vers le Sud (Figs. 3.22). La texture de déformation est caractérisée par sa très grande homogénéité. Les phases montrent des quartz allongés, parfois sur plus de 10 cm de long (Figs. 3.19, 3.22, 3.23).



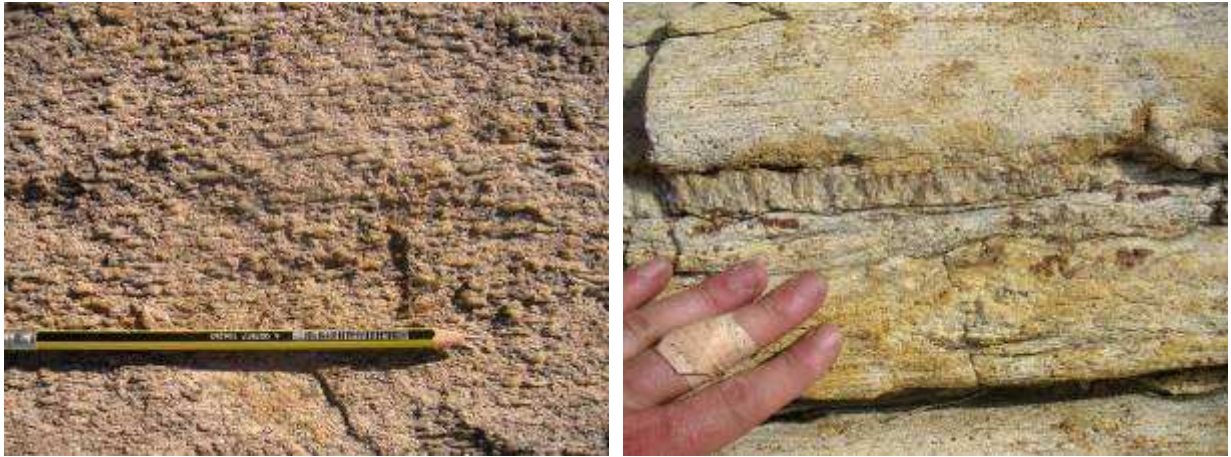
Figures 3.20 : Coupe Ouest – Est, roches quartzo feldspathiques, zones transposées subverticales (a) à gauche, prolongement Nord de la ZC de Zazafotsy ($x=374364m$, $y=468585m$). (b) à droite, point de prolongement Nord de la ZC d'Ihosy ($x=369340m$, $y=468206m$).



Figures 3.21 : Coupe Ouest – Est, roches quartzo feldspathiques, zones transposées subverticales (a) à gauche, prolongement Nord de la ZC de Beraketa ($x=347358m$, $y=430554m$). (b) prolongement sud de la ZC de Zazafotsy ($x=392171m$, $y=393725m$).



Figures 3.22 : (a) à gauche, affleurement de roche quartzo - feldspathique, zone transposée subverticale, linéations subhorizontales ($x=385086m$, $y=402827m$). (b) à droite, détail de la texture transposée plan horizontal (ZC de Zazafotsy).



Figures 3.23 : (a) à gauche, **détail de la texture de la roche, cristaux de quartz étirés** (plan horizontal, x=380098m, y=426163m). (b) à droite, **ruban de quartz étiré sur 10 à 20 cm** (plan horizontal, x=392171m, y=393725m).

Dans ces ZC kilométriques, les poches de melts sont la plupart du temps concordantes à la foliation générale (Fig. 3.24). Toutefois, des petites ZC métriques, présentant des angles importants sur la foliation dominante sont également présentes (Fig. 3.25). On n'a pu relier ces directions ni à une direction logique avec une déformation régionale postérieure à D2 (déflexion des ZC majeures dans la direction N 157° - N 140°), ni à des conditions métamorphiques clairement différentes. Nous interprétons donc ces structures comme un effet du fort raccourcissement horizontal, qui peut créer des fentes conjuguées en ouverture à différentes échelles (Fig. 3.25), et qui se remplissent de leucosomes. Ces remplissages non transposés sont sans doute la dernière expression de la déformation D2. Des poches de magma à texture pegmatitique (Fig. 3. 26) soulignent également les derniers liquides injectés dans les ZC majeures au cours de la déformation.



Figure 3.24 : Melts concordants à la foliation générale et boudinage de restite granitique (x=380264m, y=463899m). Plan horizontal.



Figures 3.25 : (a) à gauche, Petite zone de cisaillement tardive de direction N 50, Verticale (x=385086m, y=402827m), (b) à droite, détail de la structure.



Figures 3.26 : Pegmatite sécante au sein des ZC majeures (ici au sein de la ZC Zazafotsy). Plan horizontal.

Il est proposé qu'une limite majeure existe entre l'unité d'Ikalamavony et l'unité Anosyen (PGRM, 2008), et qu'elle suive presque la limite de la ZC de Zazafotsy. Cette limite est compatible avec un saut des valeurs de spectrométrie (§8, partie B). Cependant, nous n'observons pas sur le terrain de saut lithologique majeur, mais plutôt des variations induites par l'existence de la ZC de Zazafotsy. En effet, cette ZC qui localise des magmas est le lieu de mobilisation d'éléments qui s'y concentrent ou qui en disparaissent. Par contre, encore une fois il n'y a pas de discontinuité : ni des âges du métamorphisme, ni des conditions PT.

3.3- Gneiss migmatitiques à amphibole, associés à des marbres et à des pyroxénites

Il existe des ensembles de gneiss migmatitiques à amphiboles (Fig. 3.1) présents soit directement dans l'ensemble d'orthogneiss migmatitiques peu alumineux, soit dans les ensembles de métasédiments. Ces gneiss sont migmatitiques ; ils montrent de nombreux jus isolés ou connectés, ainsi que des plis ptygmatisés, qui sont compatibles avec un raccourcissement Est – Ouest (D2, Fig. 3.27).

Dans la partie Nord – Ouest (Fig. 3.1a), le même type d'ensemble se retrouve avec parfois plus de melts, toujours boudinés (Fig. 3.28a) dans la direction du plan de foliation dominant. Une constance à l'échelle régionale est la concentration des migmatites dans les zones de charnières des plis kilométriques (Figs. 3.1a, 3.27b, structure anticlinale).



Figures 3.27 : (a) à gauche, **gneiss migmatitiques à amphibole et plis ptygmatisés compatibles avec un raccourcissement Est-Ouest.** (b) à droite, **dessin interprétatif :** le plan axial est N 0° peu penté vers l'Est (x=411247m, y= 461148m). Plan vertical.



Figures 3.28 : (a) plan horizontal, **gneiss migmatitique à amphiboles et melts boudinés** (x=348190m, y= 431909m). (b) à droite, **gneiss migmatitique à amphiboles et melts, plan horizontal charnière d'un pli kilométrique** (x=354248m, y= 466037m).

3.4- Métasédiments alumineux

En dehors des domaines les plus transposés, vers Ihosy par exemple dans les deux carrières Est et Ouest de la ville (Fig. 3.29), on trouve un bel exemple de métasédiments alumineux, ici à sept phases (avec des cordiérites Fig. 3.29b, parfois de plus de 40 cm de large, Nicollet, 1988, 1990), très migmatitiques. Ces métasédiments sont inclus dans l'ensemble d'orthogneiss migmatitiques peu alumineux et ils incluent eux-mêmes parfois les gneiss migmatitiques à amphiboles décrits précédemment.



Figures 3.29 : Carrière d'Ihosa Ouest des gneiss alumineux à 7 phases (E. Pili pour l'échelle à côté des leucosomes d'épaisseur métrique boudinés). Détail des gneiss alumineux migmatitiques à 7 phases et nombreuses pyrites ; la cordiérite se présente en cristaux de plusieurs cm à dizaine de centimètres (carrière Ouest Ihosa, x=363207m, y=413904m).

Ces ensembles de métasédiments ne sont jamais le lieu du développement des ZC kilométriques et sont donc certainement plus résistants que les roches quartzo-feldspathiques qui constituent les orthogneiss migmatitiques peu alumineux.

Il existe une ZC mineure, qui se développe dans ce dernier ensemble juste à la limite des métasédiments alumineux : la ZC de Lamboany, ce qui est compatible également avec cette différence de résistance mécanique. On retrouve le même phénomène à l'échelle régionale avec la ZC de Beraketa qui se développe dans les orthogneiss migmatitiques peu alumineux juste à la limite des gneiss alumineux (Fig. 3.1b). A noter que cette zone est supposée être une limite d'unité (Figs. 3.1b, 3.2 ; entre l'unité Androyen et Anosyen). Ici nous avons à la fois un contact tectonique et un saut lithologique marqueur d'un boudinage d'échelle crustale, qui peut avoir une signification de contact majeur.

Toutefois, nous n'observons toujours pas ni de saute de métamorphisme, ni de saute d'âge du métamorphisme.

3.5- Les limites tectoniques principales et unités tectonométamorphiques

Ainsi, nous proposons une nouvelle carte géologique du Sud de Madagascar. La carte géologique (sans les fractures, ni les dykes) nous permet de discuter ici à l'échelle régionale la relation entre les ensembles lithologiques dominants et les structures tectoniques ductiles. Sur cette zone la seule limite ponctuelle (Figs. 3.1, 3.30, 3.31) est la limite soulignée par des quartzites entre un ensemble syénitiques et granitiques (Andringitrien) et l'ensemble quartzo – feldspathique du Sud (à la limite Est de la ville d'Ankaramena, Figs. 3.1 – 3.30). Cette limite correspond à la limite entre l'unité d'Ikalavavony et celle d'Antananarivo, proposée par PGRM (2008). Cette limite est notable car les quartzites peuvent constituer une limite mécaniquement peu résistante localisant un fort déplacement.

Toutefois nous n'avons pas identifié de critère cinématique ni de localisation de la déformation sur cette limite, ni de changements des conditions PT de part de cette dernière.

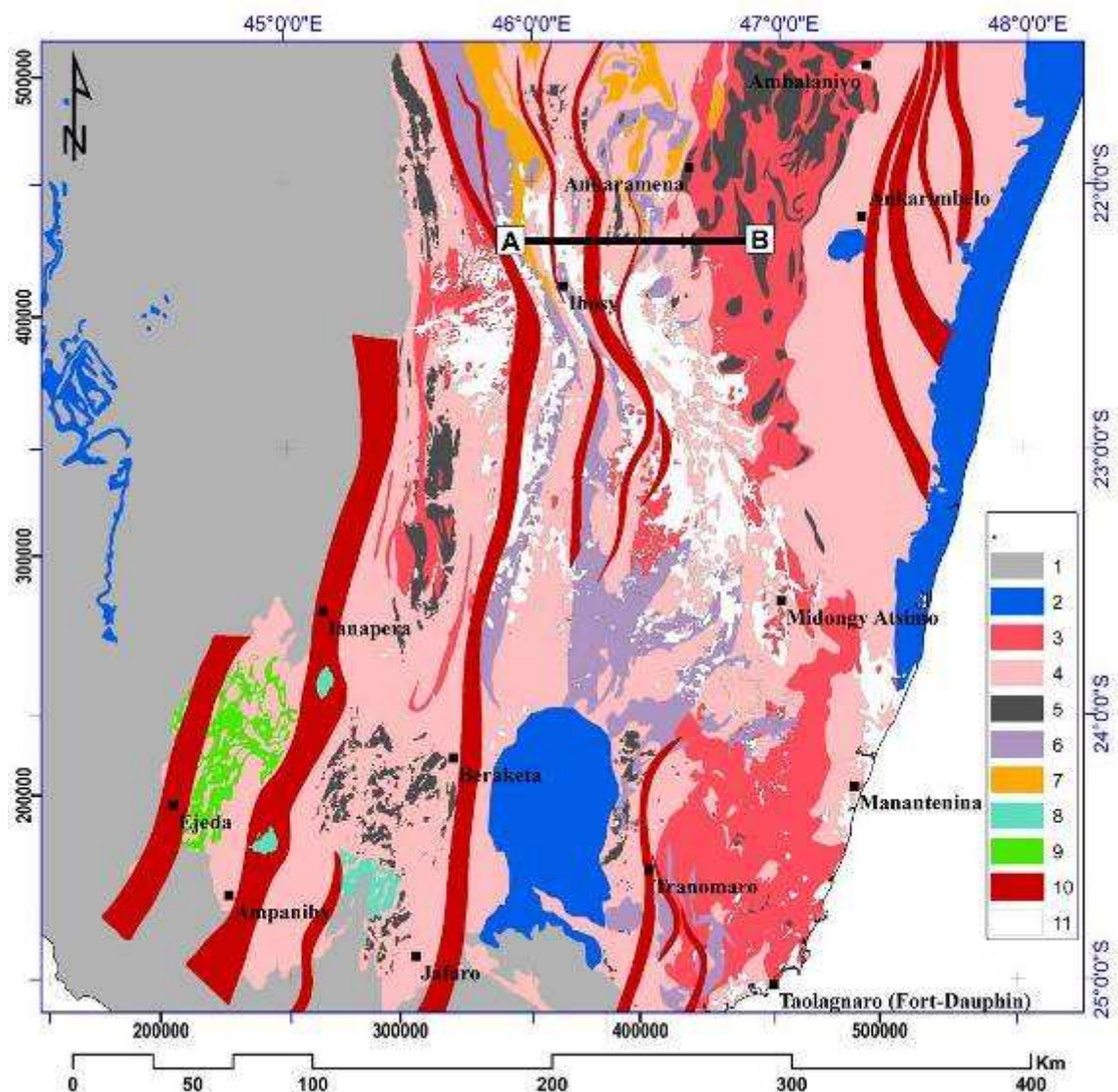


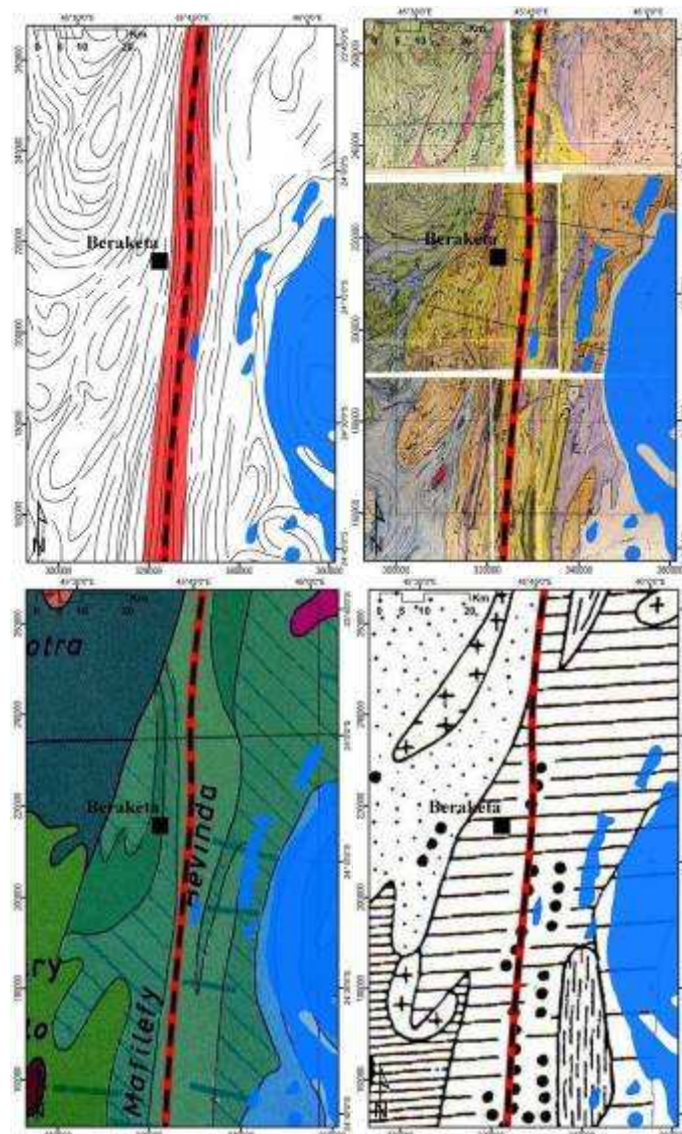
Figure 3.30 : la même que Fig. 3.1b : **nouvelle carte géologique du Sud de Madagascar, localisation de la coupe AB** (Fig. 3.31). (1) Sédiments phanérozoïques, (2) ensembles volcaniques, (3) granites stratoïdes et gneiss migmatitiques, (4) orthogneiss migmatitiques peu alumineux, (5) syénites, (6) métasédiments alumineux migmatitiques, (7) gneiss migmatitiques à amphibole (8) anorthosites, (9) gneiss à hornblende et metabasites, (10) ZC, (11) latérites.



Figure 3.31 : Nouvelle coupe verticale AB, localisation sur la figure 3.30. Coupe réalisée à partir de nos données de terrain et intégration des nouvelles données (gravimétriques, partie B §7 figure 7.11).

Considérant l'ensemble des ZC (Figs. 3.1 - 3.30), seules deux ZC correspondent à des changements de lithologie : la ZC de Beraketa et celle de Lamboany. Ces limites nous paraissent être des limites de boudinage (Figs. 3.1, 3.30, 3.31), les boudins les plus compétents étant les ensembles de métasédiments alumineux (figuré 6). Sur les figure 3.1b et 3.30, on constate que la ZC de Beraketa se prolonge au Sud, toujours dans l'ensemble d'orthogneiss migmatitique peu alumineux et bien au delà de l'ensemble boudiné de métasédiments alumineux.

La ZC de Beraketa est proposée (PGRM, 2008) comme une limite entre deux unités métamorphiques (Androyen – Anosyen, trait noir discontinu, Figs. 3.32), alors qu'elle n'est qu'une zone de concentration de la déformation (Fig. 3.32a). De plus, elle ne met pas au contact sur ses limites d'ensembles contrastés : ni au niveau des lithologies (Figs. 3.32a, b, et c), ni au niveau des âges, ni au niveau des conditions PT.



Figures 3.32 : relation ZC de Beraketa et limites lithologiques. La limite entre les unités Androyen et Anosyen est indiquée par des pointillés (PGRM, 2008) qui correspondent au centre de la ZC de Beraketa. (a) ZC de Beraketa en rouge et trajectoire de foliation ; (b) (c) (d) différentes cartes lithologiques de, respectivement : Noizet (1969), Hottin (1976) et Nicolle (1988). On remarque sur (b), (c) et (d) que la limite d'unité recoupe des ensembles lithologiques cartographiés.

Plus au Sud, dans la région du Vohibory, il existe des ensembles lithologiques très contrastés avec des ensembles de serpentines chromifères et de nombreuses metabasites à l'Ouest de la ZC d'Ampanihy (§8.3.5, partie B). Il y a également des âges plus anciens (680 Ma, Fig. 3.3, partie A) et les pressions les plus élevées (12 kbar) à l'Ouest de cette limite. La limite du « saut » de lithologie n'est pas évidente à placer ; quelques âges plus anciens (680 Ma) se trouvent également à l'Est de la ZC d'Ampanihy et les variations de pression se font également de manière graduelle, avec un « mélange » de pression au sein de la ZC d'Ampanihy (Martelat et al., 1997).

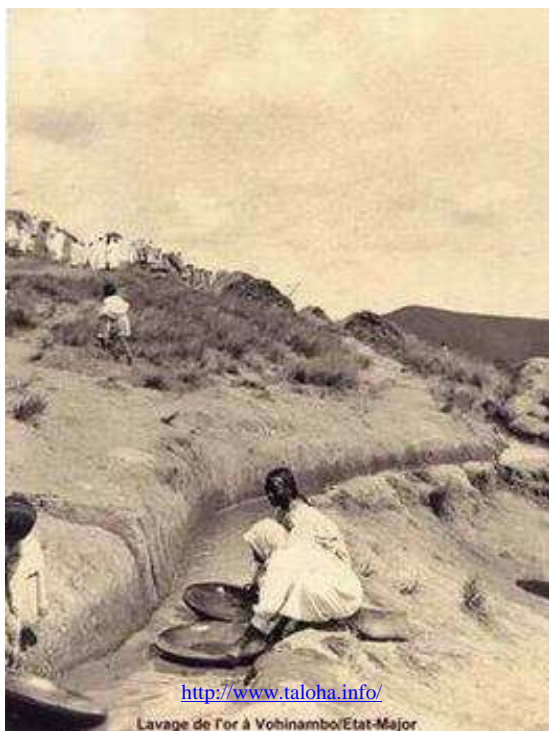
Même vers le Nord, en remontant vers l'unité d'Itremo, les changements se font graduellement. On note l'apparition de diapirs granitiques au sein de l'unité quartzo – feldspathique (§ 3.2.3.2, partie A). On peut même se demander si finalement la transition n'est pas progressive, jusqu'à l'Itremo, de conditions métamorphiques plus faible (amphibolite faciès de bas degrés à schiste vert ; Moine, 1985).

Ainsi, dans la partie Sud de Madagascar, il est difficile d'identifier des grands ensembles tectonométamorphiques. En effet, les limites tectoniques ponctuelles n'existent pas comme dans les chaînes orogéniques « froides » ou l'on peut observer de grands chevauchements mettant en contact des ensembles très contrastés.

Dans le cas de la croûte moyenne et inférieure de Madagascar, de haute température (amphibolite faciès de haut degré et granulite faciès), même s'il existe des déplacements de matières, les contrastes lithologiques sont graduels. Quand la déformation est localisée au sein des grandes zones de cisaillement (ZC), c'est le plus souvent au sein d'une même lithologie, certainement la moins compétente, mais pas entre deux lithologies contrastées. Il s'ajoute à cela des flux de matière, qui, par advection de chaleur (par migration de magma), peuvent créer un front de métamorphisme. Ce dernier homogénéise les T° et les âges du métamorphisme sur de très vastes surfaces.

Notre nouvelle carte géologique (Figs. 3.31) montre donc qu'il n'y pas d'ensembles lithologiques contrastés dont les limites coïncident avec des limites tectoniques majeures. Cette carte souligne plus des ensembles avec des contrastes de compétence. En effet, il nous paraît que les ZC se développent préférentiellement dans l'ensemble d'orthogneiss peu alumineux (en rose : Figs. 3.1, 3.30, 3.31). Les ensembles de métasédiments alumineux (en bleu) et les gneiss migmatitiques à amphibole (en jaune) semblent plus résistants et forment des boudins à différentes échelles. Les ensembles de granites constituent les domaines les plus compétents (Figs. 3.1b, 3.30, 3.31), entre les villes d'Ankaramena et d'Ambalanivo, et les granites Anosyens entre les villes de Tranomaro et Fort Dauphin.

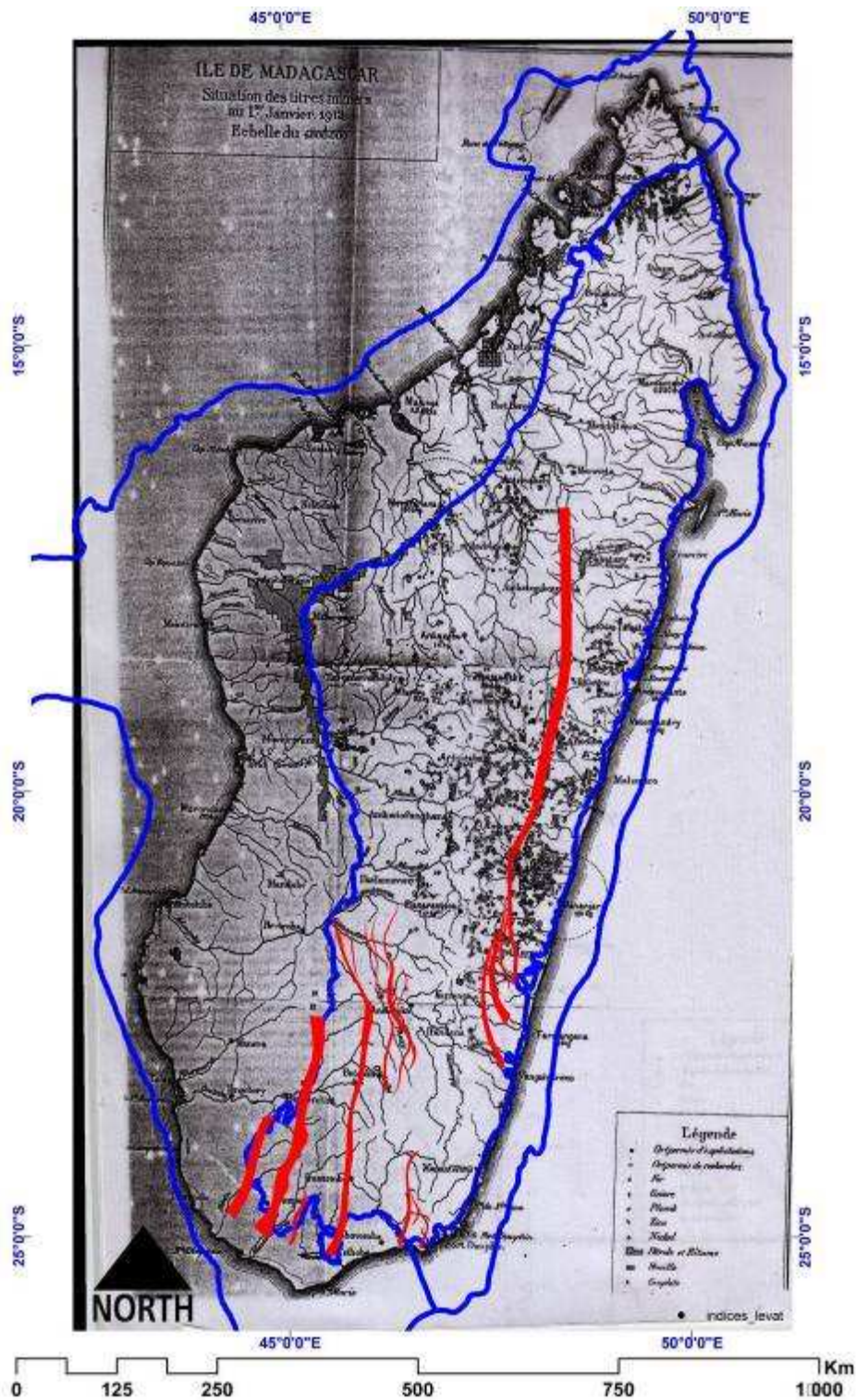
D- Facteurs contrôlant au premier ordre les minéralisations d'intérêts économiques



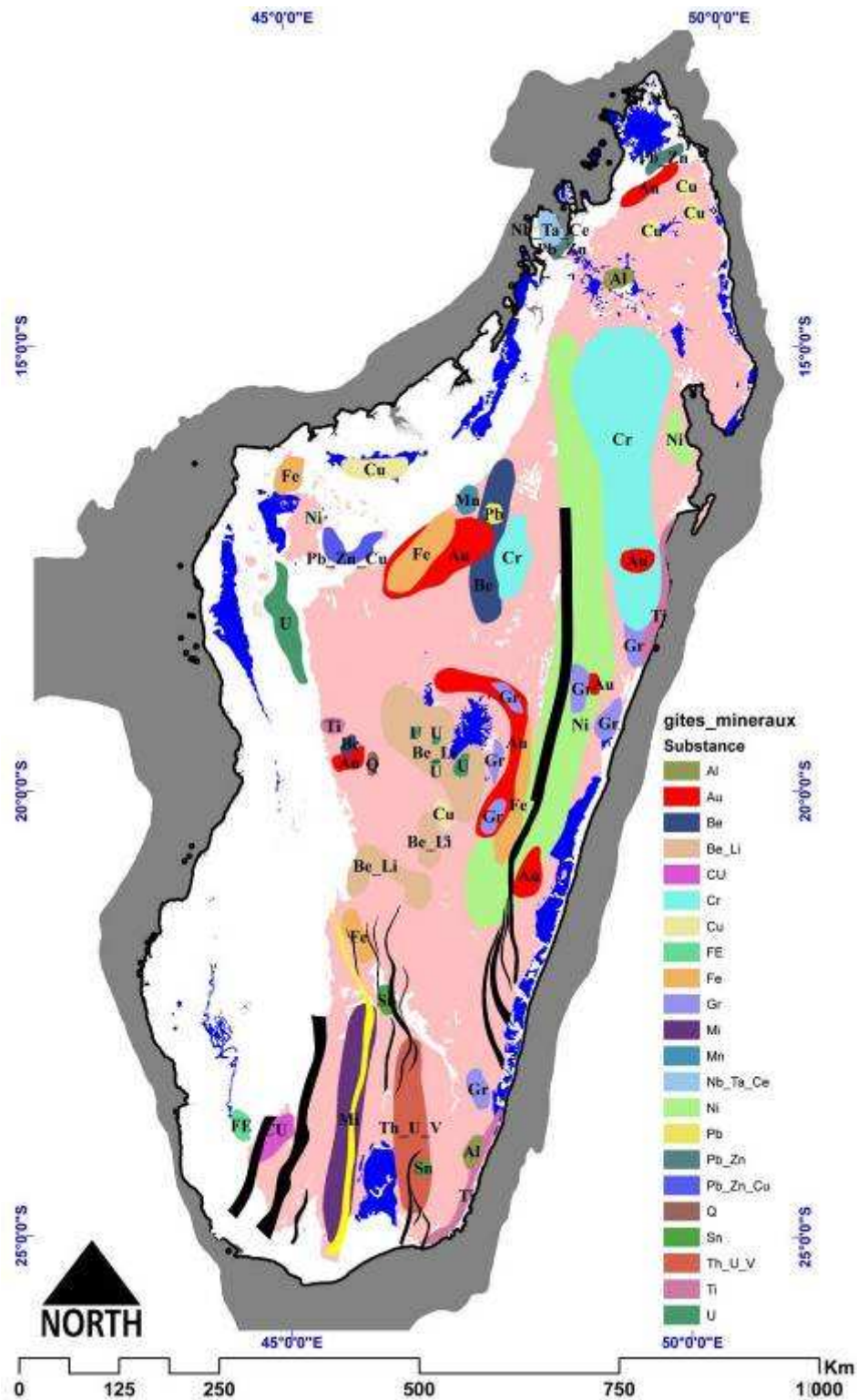
Le premier inventaire des ressources minières de Madagascar a été fait après l'annexion de l'île, en 1920. Ont été identifiés des gisements d'or, de bitume, de pétrole, et de diverses pierres précieuses (Fig. 1.1a). Madagascar tient aujourd'hui une place importante dans le monde, dans la production de graphite, chromite, ilménite, fer, nickel, et de charbon. On estime actuellement dans la région d'Ambatovy (Centre – Est de l'île), une production annuelle de 60000 tonnes de nickel, 5600 tonnes de cobalt et approximativement 190000 tonnes de sulfates d'ammonium. Le gisement d'huile lourde de Tsimiroro (à l'Ouest de l'île) est estimé à 450 millions de barils de réserves (<http://www.edbm.gov.mg/index.php/home/index/FR>). En 2006, Madagascar a obtenu la première place pour la production mondiale de saphir (Yager, 2006), et actuellement, le diamant figure sur la liste officielle des potentialités minières de Madagascar (depuis 2003, des compagnies minières prospectent le diamant sur l'île, annexe 06).

La carte générale de la métallogénie de Madagascar (Fig.1.1b, Razafiniparany, 1978) permet d'identifier différentes localisations des minéralisations. Si l'on regarde la répartition sur l'île de ces indices miniers, on voit qu'il existe, au premier ordre, des contrôles structuraux des minéralisations : par exemple, les gîtes miniers de mica (phlogopite) se localisent au sein de la ZC de Beraketa (Mi, Fig. 1.1b, Martelat 1998). Mais il existe de nombreux autres facteurs possibles de concentration polyphasée des minéralisations à Madagascar (cf. partie A) : magmatisme, métamorphisme, métagénèse, mobilisation par les fluides ou les magmas, volcanisme récent, altération superficielle ; et ces paramètres doivent être identifiés et hiérarchisés à différentes échelles afin de caractériser des métallotectes potentiels.

L'objectif de ce chapitre est donc de mettre en évidence les facteurs qui contrôlent les concentrations minérales afin d'établir des guides de prospection future. Pour ce faire j'ai appliqué notamment des croisements de données disponibles dans la base d'information que j'ai créée sous SIG. J'effectuerai ce travail sur différents exemples de minéralisations : (i) à phlogopites, à thorianites / uranothorianites et graphites ; (ii) celle de l'or ; (iii) du corindon ; (iv) et enfin je discuterai de la potentialité kimberlitique de Madagascar.



Figures 1.1a : Carte de la situation des titres miniers au 1^{er} janvier 1912 (Levat, 1912). En bleu (marge des côtes), la limite du plateau continental de Madagascar ; en bleu (à l'intérieur du pays), la limite du socle et des sédiments phanérozoïques. Les Zones de cisaillements (résultats de cette thèse, partie C) sont figurées en rouge. On identifie principalement des exploitations en or (points noirs) et en bitume ou pétrole (carrés). On observe que la limite Nord – Ouest du Socle a été une zone à forte exploitation en pétrole et en bitume, et que les exploitations d'or se sont concentrées à l'Est de l'île (aux environs de la ZC de Angavo, qui se prolonge vers le Sud).



Figures 1.1b : Carte métallogénique de Madagascar (source Razafiniparany, 1978), **sur les grands ensembles géologiques de Madagascar** : le socle précambrien (rose orangé), les systèmes volcaniques (bleu), les sédiments phanérozoïques (blanc). On observe que le gîte minier de mica occupe la totalité de l'espace de la ZC de Beraketa (jaune, région sud). On observe également qu'au sein du bassin de Majunga (Nord – Ouest), le cuivre se localise au sein du système volcanique. Dans cette même région, l'uranium s'aligne sur une direction N 160°, et est parallèle également au système volcanique. Dans le centre, les gisements en or semblent contourner le système volcanique d'Ankaratra.

1- Facteurs contrôlant les minéralisations à phlogopite, à uranothorianite, et graphite

Il est proposé que diverses minéralisations sont localisées dans les zones de cisaillement. Elles résulteraient notamment de la circulation de fluide (magmatique ou supercritique) à l'échelle crustale (Martelat, 1998; Pili et al., 1997). Parmi ces minéraux concentrés dans les zones de cisaillement, on discerne principalement la phlogopite, la thorianite et l'uranothorianite (Fig. 1.2).

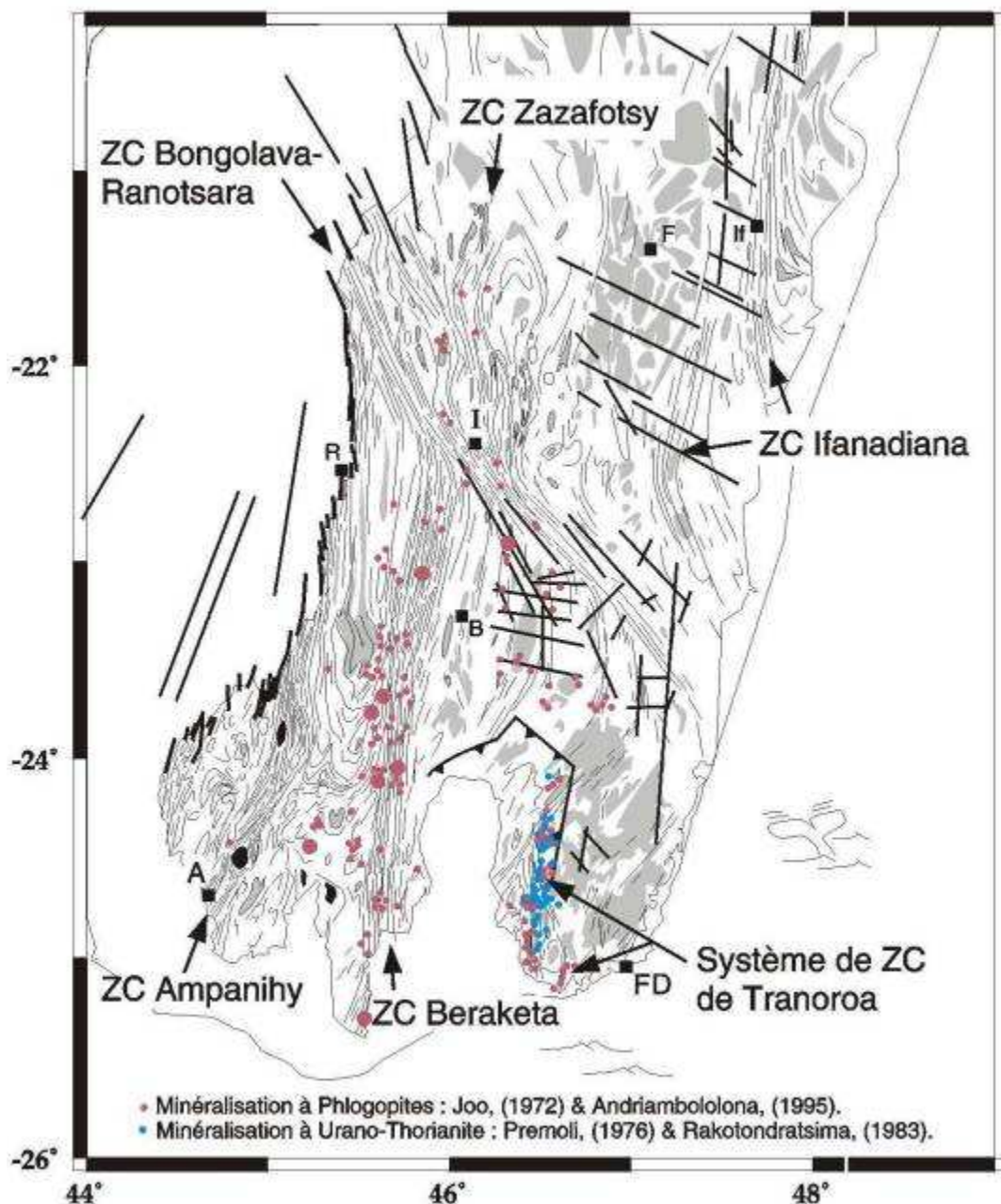


Figure 1.2 : Trajectoire de foliation et minéralisation à phlogopite (magenta), et à uranothorianite (bleu). Extraite de Martelat (1998)

Sur la figure 1.3, j'ai placé précisément les indices de la phlogopite, de la thorianite / uranothorianite et du graphite. On remarque effectivement, au premier ordre, que les minéraux se localisent en effet dans les zones de cisaillement, mais qu'il existe également des minéralisations en dehors de ces zones.

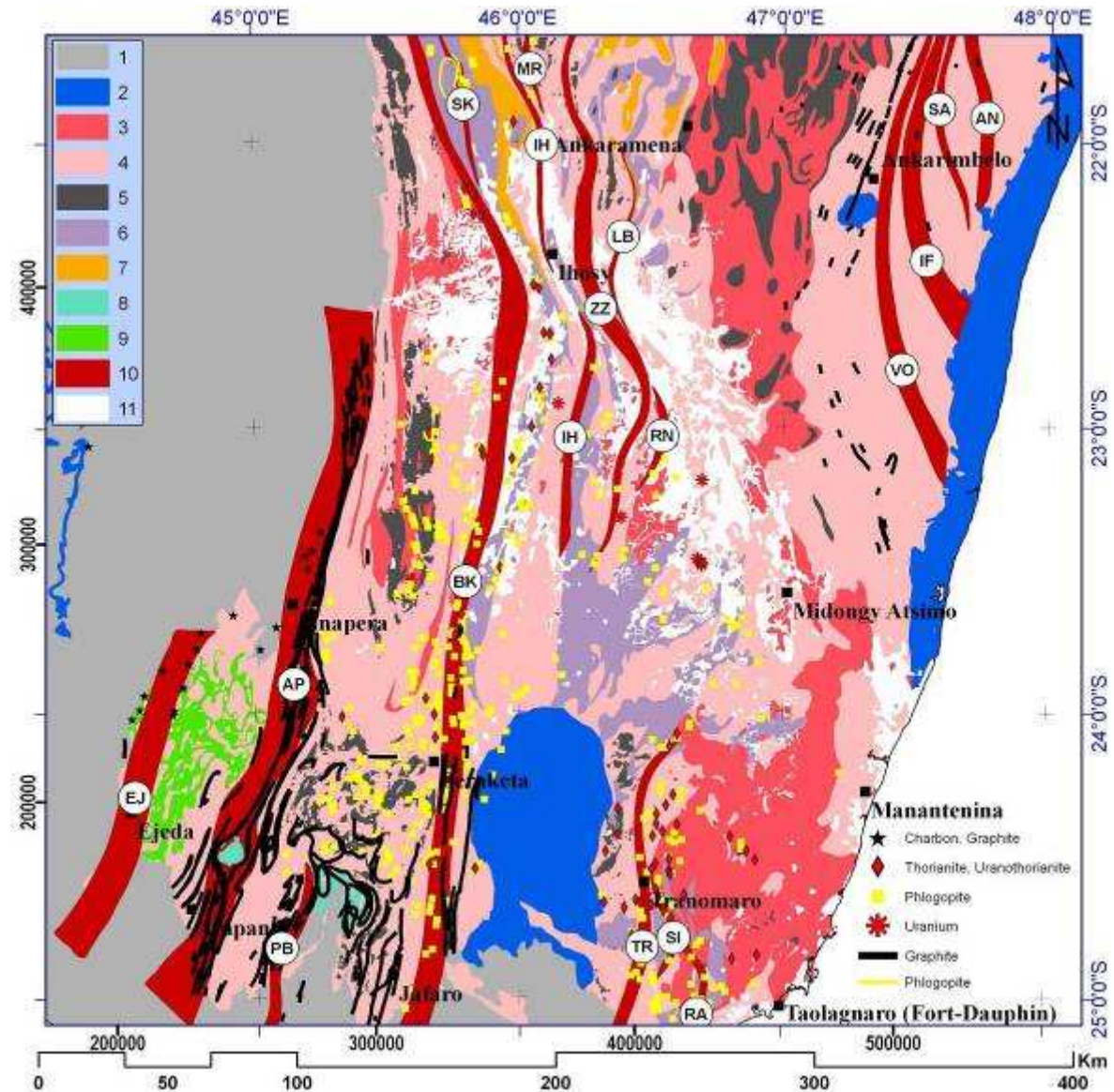


Figure 1.3 : Nouvelle carte géologique et minéralisations à phlogopite, à thorianite et uranothorianite, à charbon et graphite (SIGM, 2000 ; Joo, 1972; Premoli, 1977; Rakotondratsima, 1983; Andriambololona, 1995; Martelat, 1998). (1) Sédiments phanérozoïques, (2) ensembles volcaniques, (3) granites stratoïdes et gneiss migmatitiques, (4) orthogneiss migmatitiques peu alumineux, (5) syénites, (6) métasédiments alumineux migmatitiques, (7) gneiss migmatitiques à amphibole (8) anorthosites, (9) gneiss à hornblende et metabasites, (10) ZC, (11) latérites. figureZC : EJ – EJEDA, AP – AMPANIHY, PB – POTOBATO, BK – BERAKETA, TR – TRANOMARO, SI – SILAMA, RA – RANOPISO, SK – SAKENY, MR – MORARANO, IH – IHOSY, ZZ – ZAZAFOTSY, LB – LAMBOANY, VO – VONDROZO, IF – IFANADIANA, SA – SAHALALONA, AN - ANGAVO

Les concentrations à phlogopite (carré jaune, Fig.1.3) se localisent principalement dans la ZC de Beraketa et dans le système de ZC du Sud – Est (ZC de Ranopiso, ZC de Silama,

ZC de Tranomaro). On remarque qu'elles sont également associées au magmatisme hyperpotassique syénitique (syénite en gris noir sur la figure 1.3).

Les minéralisations à thorianite / uranothorianite et uranium sont également en relation avec ces zones de cisaillements (ZC de Beraketa, ZC de Ranopiso, ZC de Silama, ZC de Tranomaro). Toutefois, la relation est dans ce cas moins évidente. Comme il a été discuté dans le chapitre sur la spectrométrie (§8, partie B), les roches les plus riches en U et Th sont les métasédiments alumineux (en bleu-violet sur la figure 1.3). La relation entre les gîtes à U et Th et cette lithologie particulière est très visible au Sud d'Ihosy. Ces minéralisations sont également concentrées au niveau du corps magmatique granito – syénitique de Belamoty – Tsikoriky (Nord – Est d'Ianapera, lat. 300000, long. 300000, Fig. 1.3).

Concernant les gîtes à graphite et charbon (étoile noire et trait noir), au Sud – Ouest de l'île : ils sont clairement liés au ZC d'Ejeda, ZC d'Ampanihy et ZC de Beraketa. Ces gîtes sont également en relation avec les corps anorthositiques et troctolitiques du Sud - Ouest (en vert clair sur la figure 1.3). Vers le Nord - Est, il existe un bel alignement orienté N 15° de gîtes à graphite, passant par la ville d'Ankarimbelo. Ces gîtes sont situés en dehors de la ZC de Vondrozo, mais complètement compatibles avec sa géométrie. Cela indiquerait certainement la présence d'un autre domaine de déformation de plus petite taille, qui localise ces minéralisations.

Ces diverses observations confirment clairement un contrôle régional des minéralisations, au premier ordre, par les ZC majeures et mineures. On voit bien que le fonctionnement des ZC n'est qu'un des processus de la minéralisation qui remobilise les éléments. En effet les sources de concentration en carbone sont liées à la présence d'anorthosites, et celles de l'U et du Th sont associées aux intrusions syénitiques et aux métasédiments alumineux. La seule présence des ZC est favorable à la minéralisation mais n'est pas un métallotecte suffisant. Pour aller plus loin dans la caractérisation des processus des minéralisations, il faut également caractériser la source primaire de la minéralisation et les phénomènes géologiques postérieurs au fonctionnement des ZC qui peuvent remobiliser et disperser les minéralisations loin de la ZC.

De plus, il serait intéressant de faire progresser la qualité de la carte des indices miniers (Fig. 1.3), qui donnent peu de renseignements sur ces derniers. Un point « phlogopite » par exemple n'indique pas du tout si c'est une exploitation importante (mine) ou simplement une carrière, ou un petit amas. Ce qui peut être un point critique car les exploitations importantes sont toutes localisées dans la ZC (ZC de Beraketa par exemple). Le type de gisement n'est également pas du tout caractérisé : serait-il associé à des stockwerks, ou dans la foliation, ou en placer? La précision de la banque de données des gîtes devra donc être améliorée.

2- Facteurs contrôlant les minéralisations en or

Il existe plusieurs contextes métallogéniques des concentrations en or, qui ont été listés par Rambeloson (1999). A Madagascar l'or se retrouve principalement concentré soit en placer (pépitisation supergène alluvionnaire et éluvionnaire) soit dans des fentes à quartz. Les informations précises sur les gisements et les modes de concentration des minerais sont rares, excepté pour le gisement de Maevatanana (2.5 Ga, Rakotovao, 2005 ; Rakotovao et al., 2007). Les gisements dans cet ensemble se situent dans des niveaux de quartzites riches en fer qualifiés de BIF (Banded Iron Formation) concordants avec les roches encaissantes variées : gneiss migmatitiques, et amphibolites d'une ceinture de roches vertes.

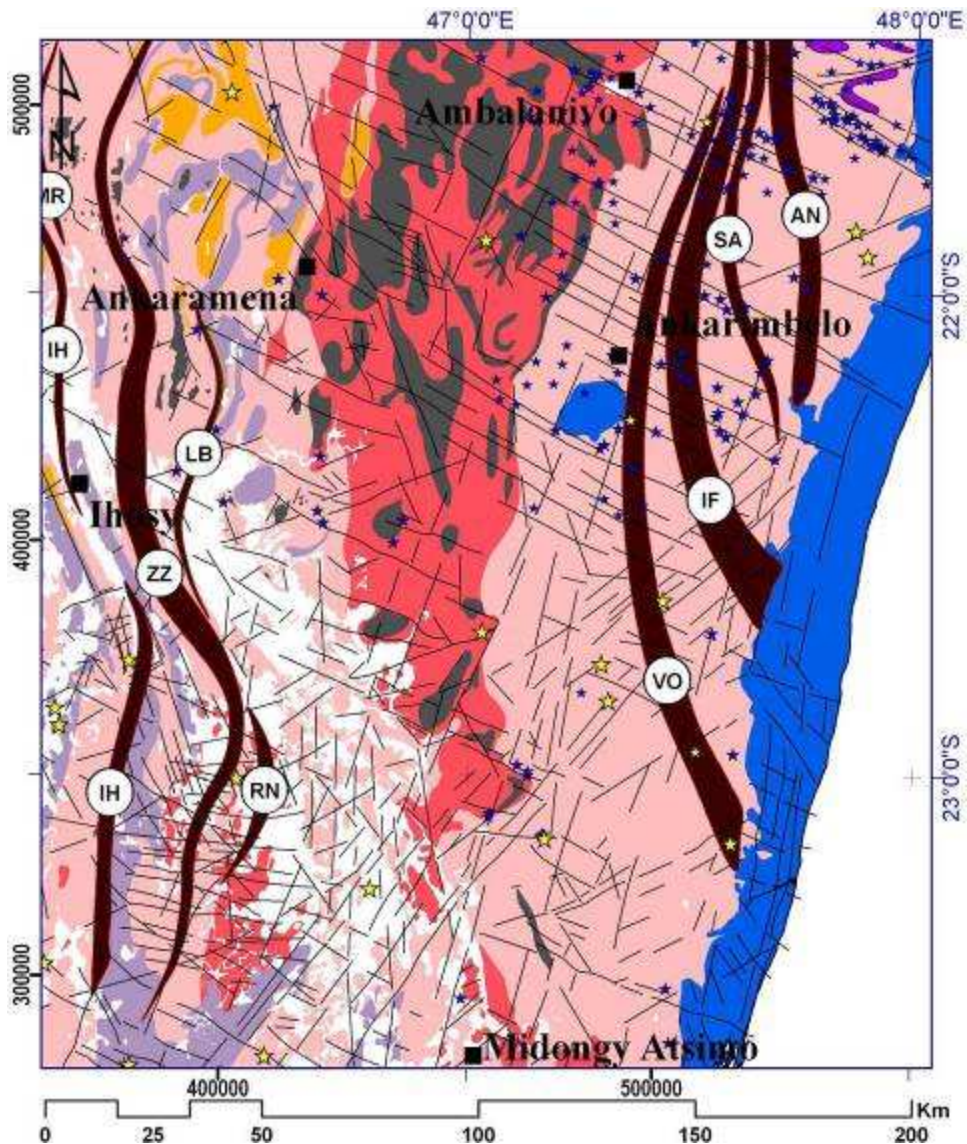
Les minéralisations en or sont associées à des fentes à quartz sécantes sur la foliation dominante des quartzites à magnétite. L'or (de la taille de la centaine de microns) est associé à des sulfures (pyrite) et il est concentré en condition oxydante (remplacement de la magnétite par l'hématite). Rakotovao (2004) propose qu'une étape de la concentration en or de Maevatanana soit liée au fonctionnement des ZC omniprésentes. Ainsi le contexte de minéralisation malgache rappelle sans aucun doute les minéralisations en or françaises trouvées dans la chaîne hercynienne (Bonnemaison et al., 1990). Ces dernières montrent une relation entre la concentration en or et les zones de cisaillement, où se localisent les circulations fluides. Ils proposent que la minéralisation aurifère s'effectue en au moins 3 stades, complètement dissociés dans le temps et dans des conditions de métamorphisme contrastées mais toujours avec un stade de circulation fluide en faciès de hautes températures (amphibolite faciès de haut degré – granulite faciès), et un stade de circulations de fluides dans des conditions de plus bas degrés (faciès schiste vert ou de plus bas degré). L'or provient de la déstabilisation des sulfures aurifères, les minéralisations associées sont à mispickel secondaire (qui peut contenir de l'arsenic), pyrite, chalcopryrite, blende et galène, stibine (à antimoine).

J'ai comparé les gîtes d'or de la région Sud d'Ambalanivo (gîte d'or de Levat, 1912, Fig. 1.1a et Bésairie, 1970 - 1971) avec la carte géologique que j'ai établie (Fig. 2.1a). Comme je manque de précision sur la nature des gisements en or (placer ou fente à quartz), j'ai également indiqué par les étoiles jaunes les fentes à quartz extraites des cartes 1:100 000^{ème} de Bésairie (1971).

J'ai également réalisé la même figure (même fenêtre et même échelle) avec le modèle numérique de terrain, pour avoir une idée des bassins versants. D'après ces figures, deux sites principaux localisent les minéralisations aurifères : (i) la limite Est de l'ensemble de granites stratoïdes, syénites et gneiss migmatitiques (limite rose/rouge sur la ville d'Ambalanivo), et (ii) l'ensemble magmatique archéen dont la limite Sud – Est, est visible sur la carte (en violet) et qui se prolonge plus au Nord (hauteur de Fianarantsoa, Fig. 1.1a). Ces deux zones ont en commun la présence d'intrusions magmatiques qui sont potentiellement la source primaire de la

minéralisation aurifère. Je note également que quelle que soit la zone considérée, la plupart du temps les minéralisations en or se trouvent alignées parallèlement à la direction N 115°, qui est une orientation principale de fractures et qui contrôle en partie le développement du réseau hydrographique.

En regardant en détail la géométrie des bassins versants et des rivières, je remarque que le granite archéen (en violet sur la carte) se trouve sur un niveau d'altitude élevé, source d'une série de rivières Nord – Sud, qui rejoignent une rivière de direction N 115° avec très peu de gradient de relief. Ces dernières rivières localisent l'ensemble des placers aurifères (alignés sur la direction N 115°, coin Nord – Est, Fig. 2.1). Je trouve également des rivières N 115° qui partent depuis Ambalanivo (la limite Est de l'ensemble de granites stratoïdes, syénites et gneiss migmatitiques = limite rose/rouge), et qui propagent l'or à plus de 70 km vers l'Est. Ces rivières partent vers l'Est ou vers l'Ouest. Compte tenu du relief, vers l'Ouest, les minéralisations aurifères sont propagées moins loin (moins de 20 km depuis Ambalanivo, Fig. 2.1).



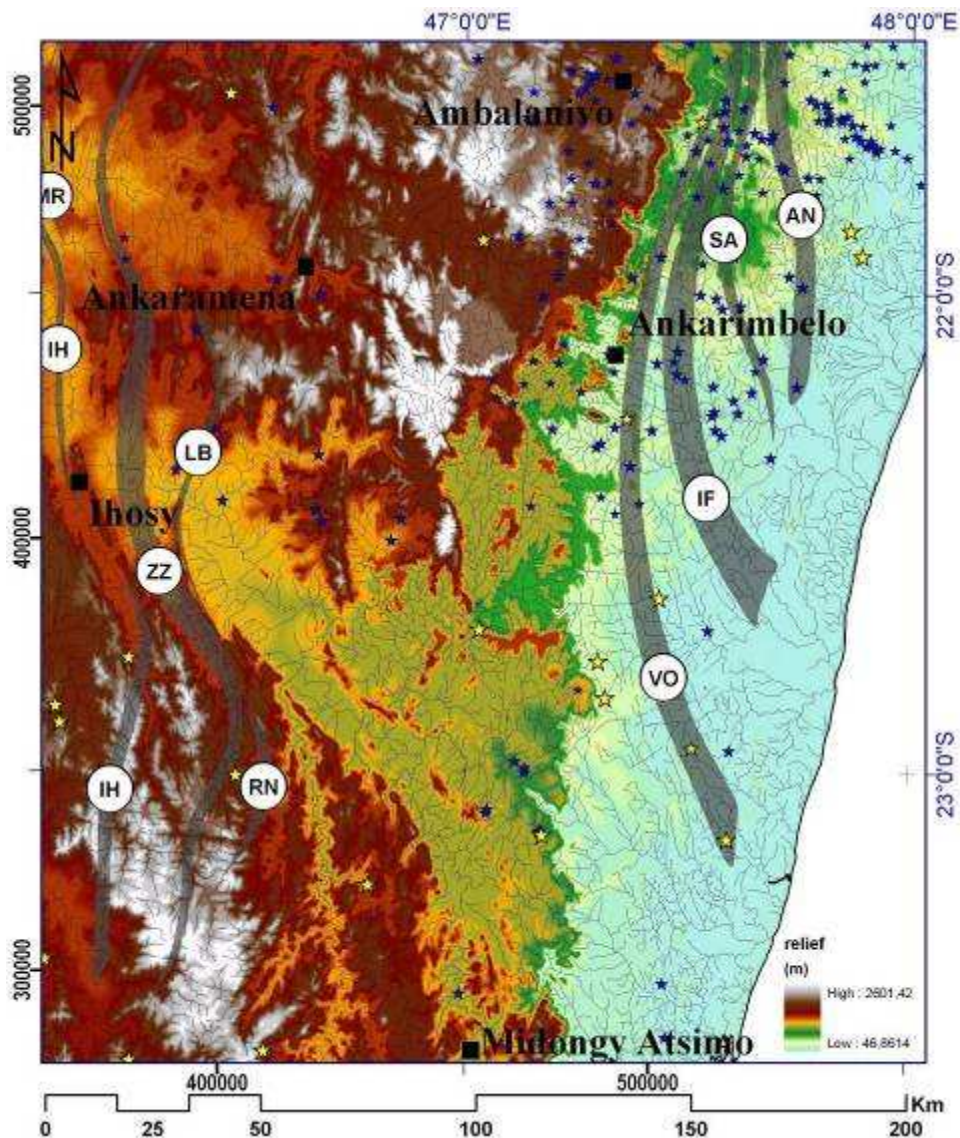


Figure 2.1 : Région Ifanadiana, **carte de croisement des indices d'or** (étoile bleue) ; (a) page précédente, **avec les failles, les ZC, et un fond géologique simplifié** (résultat de cette thèse). (b) en haut, **avec la carte de relief, les ZC, et les réseaux hydrographiques**. J'ai indiqué par les étoiles jaunes les fentes à quartz. Les ZC sont en polygones rouges avec des contours discontinus ; l'Est est limité par de vaste épanchement volcanique (noir). L'ensemble plutonique archéen est représenté par les polygones rouges au Nord - Est d'Ifanadiana ; l'ensemble magmatique protérozoïque (en violet) est délimité à l'Ouest par la ligne bleue (chevauchement vers l'Ouest) ; les métasédiments en jaune, et les latérites et alluvions en vert. ZC EJ – EJEDA, AP – AMPANIHY, PB – POTOBATO, BK – BERAKETA, TR – TRANOMARO, SI – SILAMA, RA – RANOPISO, SK – SAKENY, MR – MORARANO, IH – IHOSY, ZZ – ZAZAFOTSY, LB – LAMBOANY, IF – IFANADIANA, SA – SAHALALONA, AN – ANGAVO.

Une étude plus précise de la connexion des rivières et des bassins versants à différentes échelles montre qu'il n'est pas possible d'atteindre toutes les minéralisations en plaçant depuis les deux sources aurifères identifiées :

- (i) la limite de l'ensemble de granites stratoïdes syénites et gneiss migmatitiques,
- (ii) (ii) et l'ensemble magmatique archéen.

Pour la source (i), les structures Nord – Sud empêchent le développement des rivières suivant la direction N 115°, la source (ii) est quant à elle trop éloignée au Nord. Ainsi,

pour certaines minéralisations aurifères, je n'ai pas réussi à identifier la source. C'est le cas, par exemple, des minéralisations en or localisées dans la ZC de l'Angavo (AN) ou des minéralisations situées au Sud – Est de la ZC Vondrozo (VO).

Cependant, on note que des fentes à quartz sont localisées au sein de la ZC de Vondrozo (VO) et sont donc compatibles avec des circulations fluides au sein de cette ZC sur plusieurs kilomètres. Cette ZC, comme la ZC de l'Angavo, se branche sur les granites archéens plus au Nord et les déforme. Cette géométrie peut expliquer la remobilisation, et peut être même la concentration d'or (Bonnemaison et al., 1990) plus au Sud, comme dans la ZC de l'Angavo. Dans cette zone très particulière de Madagascar plusieurs sources et plusieurs facteurs de mobilisation des minerais expliquent l'ensemble des gîtes d'or observés.

(1) Les concentrations de l'or sont liées à deux sources :

- (i) la limite Est de l'ensemble de granites stratoïdes, syénites et gneiss migmatitiques (limite rose/rouge sur la ville d'Ambalanivo) ;
- (ii) et l'ensemble magmatique archéen dont la limite Sud - Est est identifiée sur la figure 2.1.

(2) Des remobilisations par les rivières connectées à ces deux sources expliquent une bonne partie des gisements d'or en place.

(3) Des gisements ne peuvent s'expliquer que par le fonctionnement des ZC majeures panafricaines où les circulations fluides peuvent être un vecteur de mobilisation et de concentration de l'or (Bonnemaison et al., 1990).

(4) Enfin des remobilisations par les rivières connectées aux ZC panafricaines, expliquent le reste des gisements aurifères.

Les ZC constituent donc un bon facteur de concentration des minéralisations aurifères surtout si ces ZC recoupent des zones potentiellement sources de minéralisation. Il serait ainsi intéressant de pister ces minéralisations par le plomb et l'arsenic qui sont ubiquistes aux ZC aurifères (Bonnemaison et al., 1990) ; et ce serait encore une information de plus à ajouter à notre base de données concernant les gîtes d'or.

3- Minéralisations à corindon

La plupart des provinces gemmifères à corindon sont à rattacher aux gneiss, granulites et charnockites. Elles se concentrent dans une ceinture métamorphique (faciès amphibolite supérieur à granulite) d'âge précambrien (Guiliani et al., 2007). Guiliani, (2007) propose ainsi un contrôle à l'échelle du Gondwana des minéralisations à corindon dans un « couloir métamorphique » qui s'étend de l'Inde au Sud du Kenya, en passant par Madagascar, le Mozambique, et la Tanzanie (Fig. 3.1a).

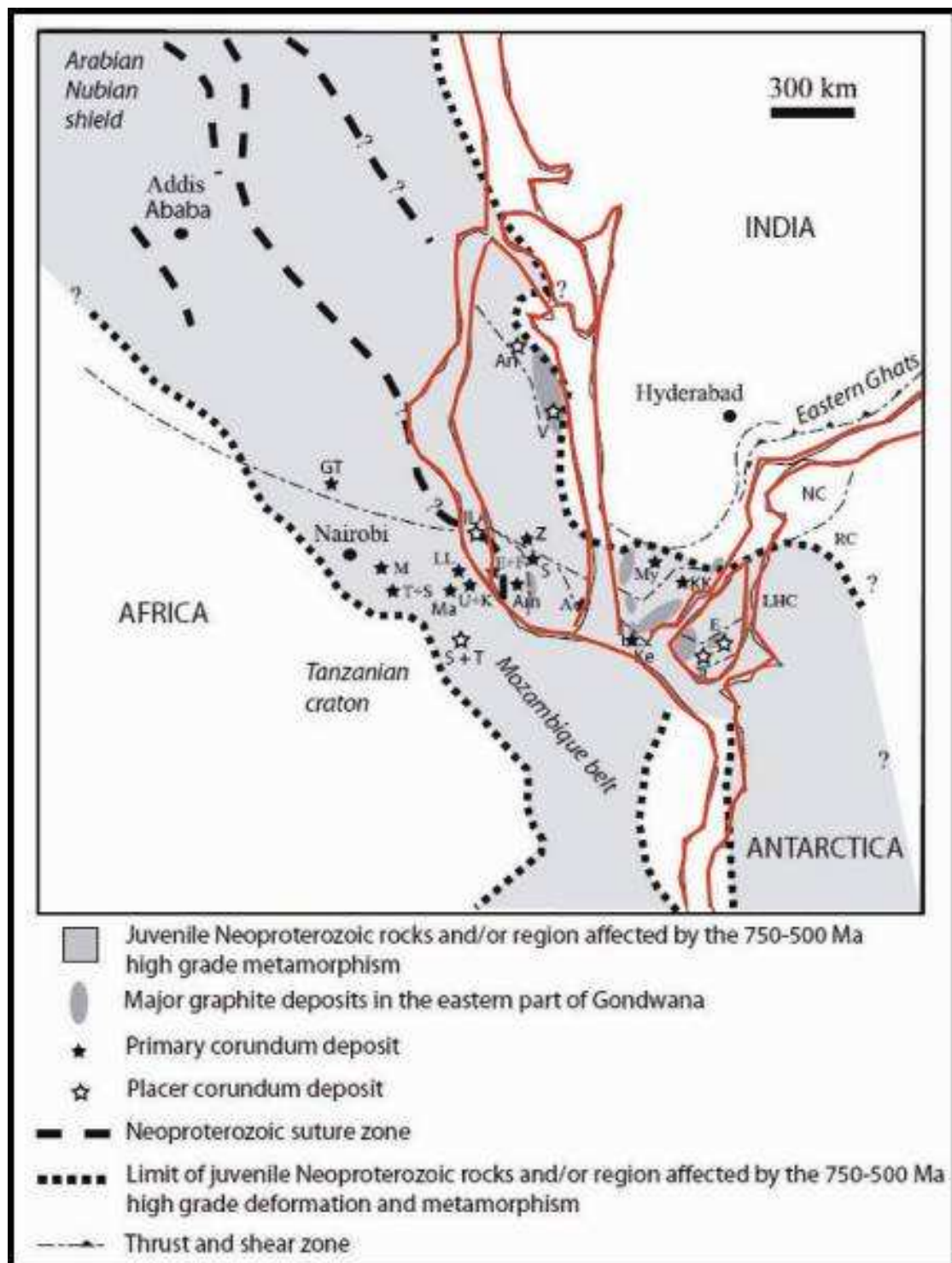
J'ai localisé sur des cartes, à la même échelle, l'ensemble des gisements.

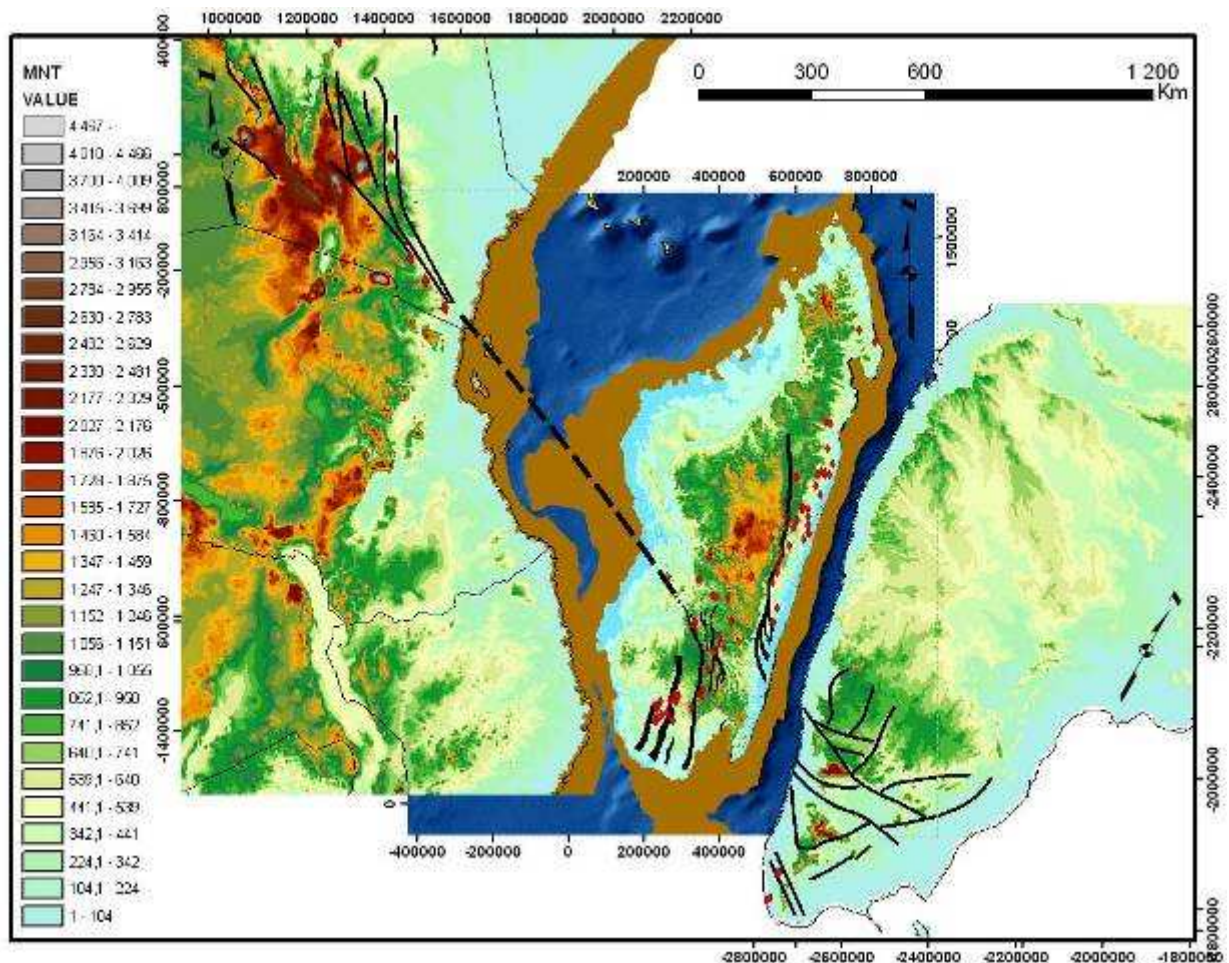
- (i) du Kenya (Simonet, 2000),
- (ii) de Madagascar (Rakondrazafy et al., 2008 ; Guiliani et al., 2007, et données de terrain de cette thèse),
- (iii) et de l'Inde (Katz, 1972; Munasinghe et al., 1981).

Cependant, afin d'obtenir la plus faible distorsion des cartes, ainsi que les bonnes orientations, j'ai projeté chaque bloc avec une projection appropriée : Africa_Lambert_Conformal_Conic pour le bloc africain, Laborde 1923 pour Madagascar, et Indian_1960_TM_106NE pour le bloc indien (Fig. 3.1b). J'ai établi cette reconstitution paléogéographique sur la base des nouveaux tracés des ZC majeures que j'ai réalisés sur Madagascar, ainsi que des nouveaux tracés des ZC majeures visibles au Kenya (Martelat et al., 2008). Pour préciser cette reconstruction, j'ai utilisé également les ensembles tectoniques de Kröner (2003), les données gravimétriques et la limite des plateaux continentaux, que j'ai identifiée à partir des images quickburds de google (<http://maps.google.fr/>).

Sur cette carte, on peut observer que tous les points se localisent à l'intérieur ou proche de grandes zones de cisaillements ; c'est notamment caractéristique pour la ZC de l'Angavo. On remarque également qu'il est possible de réaliser un alignement de la ZC de Beraketa jusqu'à la ZC de Galana au Kenya (trait en pointillé, Hauzenberger et al., 2004 ; Bauernhofer, 2003 ; Martelat et al., 2008). Cet alignement de ZC majeures se prolongerait sous le bassin de Majunga et au Nord du bassin de Morondava qui couvre les zones précambriennes. C'est dans cet alignement globalement Nord – Sud que peuvent se trouver des gisements potentiels : à noter que le gisement d'Ilakaka (en placer) est exactement au Nord du prolongement de la ZC d'Ampanihy.

Les ZC majeures constituent donc un métallotecte potentiel pour le corindon à l'échelle du Gondwana.





Figures 3.1 : Situation des gisements de saphir et rubis dans le Gondwana, (a) page précédente, reconstitution de Guiliani (2007). J'ai accentué en rouge les limites continentales. OEA : Orogenèse Est Africaine. Les différents site à corindons sont indiqués par des étoiles : (GT) Garba Tula; (M) Mangari; (T+SN) Twiga et Si Ndoto ; (K) Kalalani; (LL) Longido et Losongonoi; Andranondambo (A) Antsirabe ; (E+F) Ejeda et Fotadrevo ; (S) Sahambano ; (Z) Zazafotsy ; (My), Inde: Mysore. (b) en haut, **Carte de la nouvelle reconstitution paléogéographique (post. 180Ma, avant l'ouverture du canal de Mozambique ; grille de relief) ; relation des zones de cisaillement majeures et indices de corindons** (losanges rouges). Les ZC sont marquées par des traits noirs ; elles sont le résultat de cette thèse et/ou modifiées d'après les données de Hauzenberger et al. (2004) ; Bauernhofer (2003), Martelat et al. (2008) ; Martelat (1998) ; Martelat et al. (2008), Santosh (2006). Les points de gisement de corindons sont issus des articles de Simonet (2000), Guiliani et al. (2007), Katz (1972) ; Munasinghe et al. (1981). *Chaque bloc continental est projeté différemment (Africa_Lambert_Conformal_Conic pour le bloc africain, Laborde 1923 pour Madagascar, et Indian_1960_TM_106NE pour le bloc indien). Chaque carte est affichée sous une échelle de 1/10 000 000ème. La légende des grilles de MNT a été homogénéisée.*

A Madagascar, une synthèse géologique des gisements de saphir et rubis est disponible (Tableau 3.1, Guiliani et al., 2007 ; Rakondrazafy et al., 2008). Mis à part quelques cas de corindons inclus dans des roches volcaniques, l'ensemble des corindons malgaches sont associés à des roches métamorphiques, et sont formés à la faveur de fortes circulations fluides et départ de silice en conditions de haute température. Deux gisements nous ont particulièrement intéressé : les gisements de Sahambano et de Zazafotsy (Tableau 3.1). Ils sont localisés dans notre domaine d'étude (Région Ankaramena - Ihosy – Satrokala ; §3.3, partie C). Ces corindons se

développent dans des environnements métasomatiques (biotitisation de hornblendites ou pyroxénites).

Tableau 3.1 : Les différents types de gisements de corindons à Madagascar, (Rakotondrazafy et al., 2008)

Deposit	Sahambano (S) Zazafotsy (Z)	Iankaroka	Ambatomena	Vohitany (V) Ejeda (E)-Gogogogo (G)	Andranondambo	Beforona	Sakeny (Sk) Vohidava (Vo)	Soamiakatra
References	1, 2, 3	1, 4	1, 3	1, 5, 6, 7, 8	1, 9, 10, 11	12	12, 13	14
Genetic model	MM	M-MM	MM	M-MM	MG-HM	MG or MG-HM?	M-MM ?	M
Tectonic	S: Southern Madagascar	Southern Madagascar	Southern Madagascar	Southern Madagascar	Southern Madagascar	Antananarivo Block	Southern Madagascar	Antananarivo Block
Unit	Z: Itremo sheet	Androyan series	Androyan series	Vohibory series	Tranomaro group	contact Manampotsy and Beforona groups	Androyan series	Ambatolampy series
Formation	S: Tranomaro group				Anosyan granite			Ankaratra volcanism
and/or series	Z: vohimena series							Volcanic Clinopyroxenite enclave in alkali basalt
Host rock	Metamorphic Feldspathic gneiss Intercalated with leptynite	Metamorphic Cordierite intercalated With charnockite	Metamorphic Cordierite (and pegmatite) In charnockites	Metamorphic *Amphibolite and pyroxenite Within M-UM (E-G-V) *Anorthosite layers (E-G) *Metasomatised Pegmatite in M-UM (V)	Skarn Fissural skarn	Syenite	Metamorphic Sakenite vein	
Wall rocks	Biotitised gneisses Biotite	Cordierite Fissural Mg-biotite	Metasomatised Cordierite	*Amphibolite *Anorthosite *Biotite and plagioclase	Impure marble Pyroxenite Calc-silicate gneisses	Biotite gneiss Micaschist	Paragneiss, Amphibolite, Pyroxenite	Alkali basalt
Mineralization Control	Shear zone Fluid-rock interaction	Shear zone Fluid-rock interaction	Shear zone Fluid-rock interaction	Shear zone Fluid-rock interaction	Veinlet in skarn Fluid-rock interaction	Irregular vein Lens-like	Vein	Pyroxenite
Typical mineral Assemblage	Biotite-sapphire- Saphirine-plagioclase- K-feldspar-garnet-spinel	Phlogopite-cordierite- Sapphire-tourmaline- Spinel-saphirine	Phlogopite-rutile- phlogopite Saphirine-plagioclase- Ruby	(V): Hornblende- ruby-plagioclase- spinel-phlogopite	K-feldspar- sapphire- F-apatite-calcite- Phlogopite	Biotite- sillimanite- Albite- sapphire- Microcline	Saphirine- sapphire Spinel- pyroxene- Plagioclase- edenite	Clinopyroxene- ruby- Amphibole- anorthite- Scapolite-garnet
Metamorphism	Granulite facies T=700 °C P=5 kb (15)	Granulite facies T=750 °C P=5-6 kb (15)	Granulite facies T=750 °C P=5-6 kb (15)	Granulite facies T=730-870 °C P=9-11 kb (5, 7)	Granulite facies Tsaphir=500 °C Psaphir=2 kb (16)	Granulite facies T=? P=?	Granulite facies T=700 °C P=4-5 kb (12, 15)	Granulite facies T=1100 °C P=20 kb (14)
Age of the mineralization	Ar-Ar biotite (17) S: 492±5 Ma* Z: 494±5 Ma* Multi-colored sapphire	Ar-Ar biotite (17) No age	Ar-Ar biotite (17) 487±4 Ma*	Ar-Ar biotite Vohitany (17) No age	U/Pb zircon (18, 19) 565±15 Ma (18)	?	?	Alkali basalt (20)
Corundum	S: 5.9±0.3 (n=5) Z: 8.9±0.1 (n=2)	2.05±0.5 (n=2)	2.9 (n=2)	V: 5.4<δ ¹⁸ O<6.1 (n=2) E: 5.0; 5.9; G: 3.8	516±10 Ma (19)* 523±5 Ma (18)* Light to dark blue, pink sapphires 10.1<δ ¹⁸ O<10.9 (n=4) 14.0<δ ¹⁸ O<15.6 (n=4)	Red to purplish blue to grey sapphire 8.1	Grey-white to yellow sapphire Vo: 5.8 Sk: 4.9	Ruby 1.25<δ ¹⁸ O<4.7 (n=2)

Abbreviations: M = Metamorphic, MM = Metamorphic metasomatism, MG = Magmatic, MG-HM = Magmatic-hydrothermal metasomatism, M-UM = Mafic-ultramafic rocks, * = sapphire mineralization.

References: 1 = Razanatsheho et al. (2005); 2 = Ralantoarison (2006); 3 = Andriamamonjy (2006); 4 = Koivula et al. (1992); 5 = Nicollet (1986); 6 = Nicollet (1990); 7 = Mercier et al. (1999); 8 = Pili (1997a,b); 9 = Rakotondrazafy et al. (1996); 10 = Rakotondrazafy (1995); 11 = Schwarz et al. (1996); 12 = Lacroix (1922a,b); 13 = Devouard et al. (2002); 14 = Rakotosamizany (2003); 15 = Nicollet (1985); 16 = Ravolomianinarivo et al. (1997); 17 = Giuliani et al. (2007); 18 = Paquette et al. (1994); 19 = Andriamarofahatra and de La Boisse (1986); 20 = Besairie and Collignon (1972).

Des âges Ar- Ar ont été effectués sur biotites associées aux paragenèses à corindon et donnent des âges autour de 490 Ma pour ces sites (Tableau 3.1, Guiliani et al., 2007 ; Rakondrazafy et al., 2008). J'ai projeté sur ma carte de synthèse (Fig. 3.1a, partie C) les gîtes de corindons étudiés par Guiliani (2007) et Rakotondrazafy (2008) ; et je remarque que les points d'indices se localisent dans l'ensemble des orthogneiss peu alumineux. Les trois gîtes de corindon de Sahambano (étoiles bleues, Figs. 3.2) sont localisés dans la ZC majeure de Zazafotsy, et le gîte de corindon de Zazafotsy se localise dans la ZC mineure de Lamboany (étoile vert, Figs. 3.2).

La présence de ces corindons métamorphiques est donc clairement liée à la cinétique d'évolution chimique des réactions, augmentée au sein des zones de cisaillement majeures et mineures. La désilicification peut être effectivement «rapide » c'est à dire à l'échelle du mètre (échantillons FD20; § 8, partie B).On peut également imaginer que, pour le gîte à corindon proche d'Ankaramena exactement situé à la limite mécanique que constituent les

quartzites (entre les granites stratoïdes et syénites et les orthogneiss peu alumineux) , cette limite est une zone extrêmement favorable aux circulations fluides (supercritiques et magmatiques).

Il existe un 6^{ème} gîte de corindons placé au sein d'une structure plissée (au Sud – Est de la figure 3.2). Sans plus de précision sur la géologie de ce gîte, il est difficile de conclure. Toutefois le gîte est placé sur un boudin hyperalumineux, et est localisé dans la charnière de plis kilométriques (lieu de localisation également de circulations fluides). Ce fait est confirmé par de nombreuses minéralisations à xénotime et uranothorianite localisées dans les charnières de plis des métasédiments alumineux (Fig. 3 .2).

Nous mettons donc en évidence, dans la région Ankaramena - Ihosy – Satrokala, (120x120 km) des contextes de minéralisations favorables aux corindons, où existent notamment des circulations fluides importantes associées à la présence de corps alumineux.

- (i) Au sein des métasédiments alumineux, dans un boudin hyperalumineux au niveau d'une charnière de plis l.
- (ii) Au sein de la ZC majeure de Zazafotsy.
- (iii) Au sein de la ZC mineure de Lamboany.
- (iv) Et au niveau d'une anisotropie majeure, soit la limite entre :
 - l'ensemble de granites et syénites stratoïdes et gneiss migmatitiques à amphiboles
 - et l'ensemble d'orthogneiss migmatitiques peu alumineux.

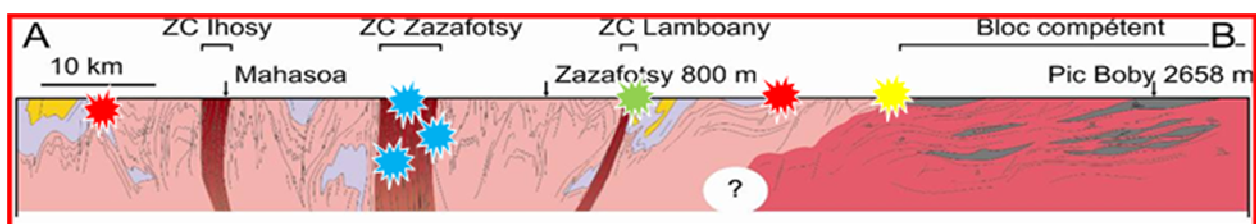
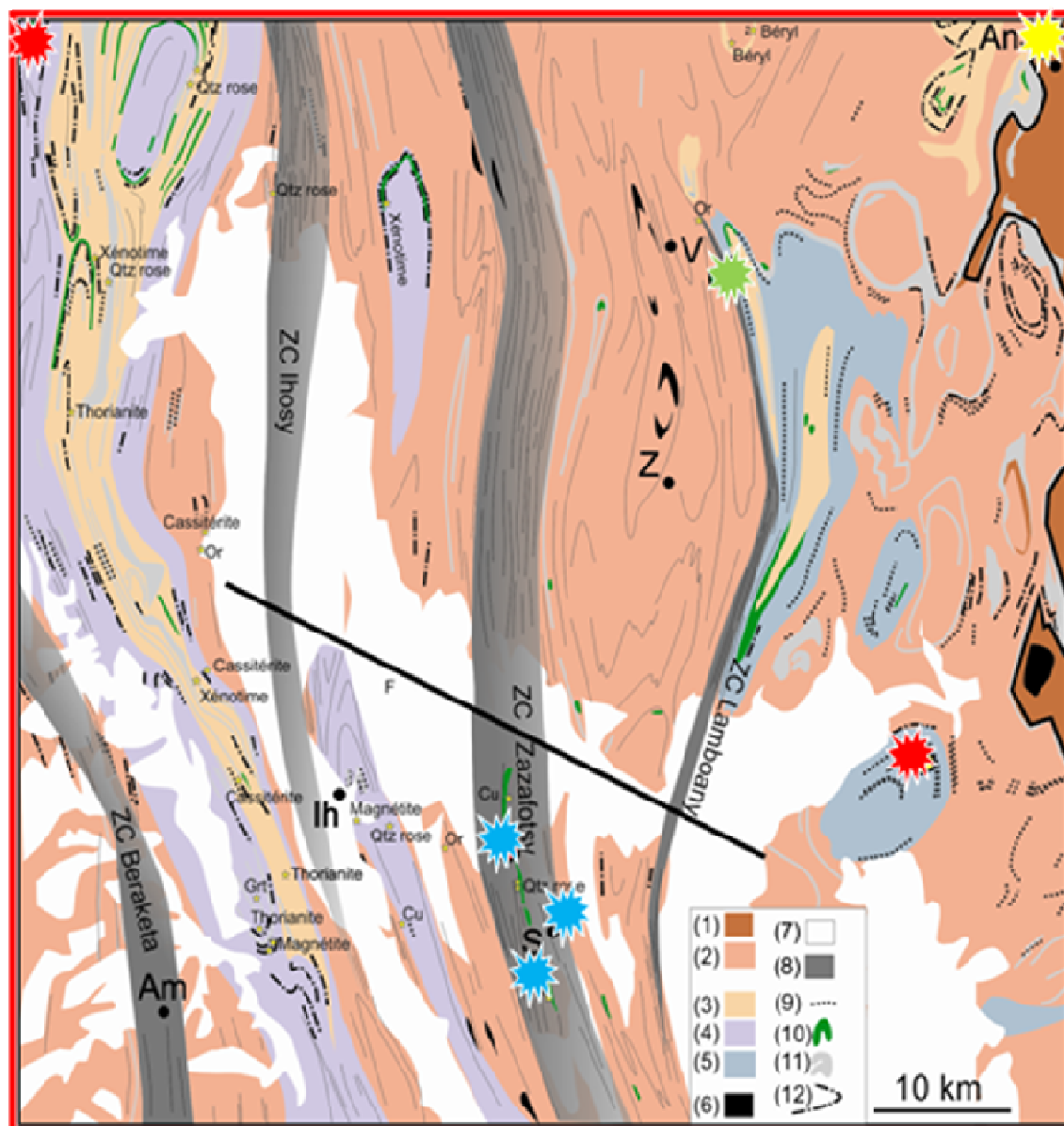


Figure 3.2. Localisation des indices de corindons région Ankaramena - Ihosy – Satrokala (partie C §3.3). (a) en haut, **sur un extrait de la nouvelle carte géologique** ; (b) en bas, **sur la coupe AB** (partie C, Fig. 3.31). Les ZC sont indiquées en gris. Même légende que la figure 3.1a (partie C). Les corindons sont indiqués par les étoiles : Les gisements de corindon sont localisés : i) au sein des métasédiments alumineux, dans un boudin hyperalumineux au niveau d'une charnière de plis, lieu de localisation des circulations fluides (en étoile rouge, gîtes de corindon trouvés sur les cartes géologique de Besairie, 1971). ii) dans la zone de cisaillement majeure de Zazafotsy (en étoile bleue, appellation de Guiliani, 2007), iii) dans la zone de cisaillement mineure de Lamboany (en étoile verte, appellation de Guiliani, 2007), iiiii) et sur la limite entre (1) l'ensemble de granites et syénites stratoïdes et gneiss migmatitique à amphiboles et (2) l'ensemble d'orthogneiss migmatitiques peu alumineux (en étoile jaune).

4- Existence de lamprophyre (kimberlite) au Sud de Madagascar

A Madagascar il existe une récente exploration diamantifère (Key, 2008). La compagnie « Majescor Ressources » et la compagnie « Diamond Fields international » ont travaillé sur la base des prospections effectuées par le BRGM avant 1960. En 2004, la compagnie « Majescor Ressources » a communiqué la découverte d'indices de kimberlite sur deux régions (Fig. 4.1, annexes 08 et 09):

- (i) à Ankarimbelo, dans la province de Fianarantsoa,
- (ii) et à Antsakabary, province de Mahajanga.

La compagnie « Diamond Fields international » a également communiqué la découverte d'échantillons de diamants (Fig. 4.1, annexe 07):

- (i) à l'Est de la ville de Midongy,
- (ii) et dans la région de l'Horombe.

Ces kimberlites se localisent à une distance de 60 km à 290 km des ensembles cratoniques archéens les plus proches (ensemble violet, Fig. 4.1 ; les unités Masora1, Antongil et Masora2 ; PGRM, 2008). En dehors de ces communications, il n'existe pas d'autres études approfondies sur la mise en place de kimberlites à Madagascar.

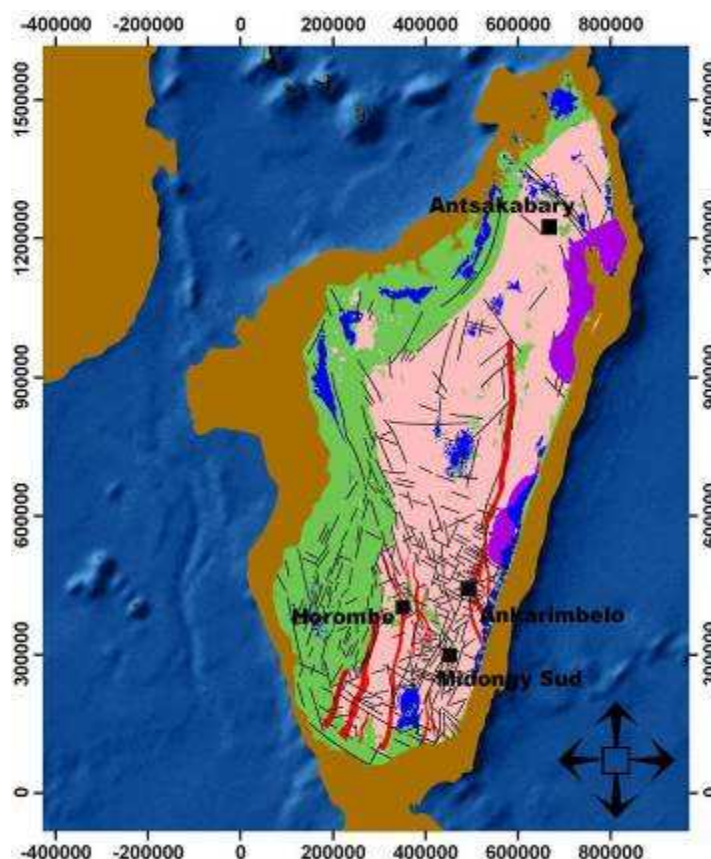


Figure 4.1 : Localisation des points d'exploration de diamant repertoriée à Madagascar, communications de la compagnie « Majescor Ressources » et « Diamond Field International (<http://www.diamondfields.com/>). Les traits fins noirs représentent les grandes fractures ; les traits rouges les ZC ; et les ensembles marron, vert, rose, violet et bleus représentent respectivement la limite des plateaux continentaux, les ensembles phanérozoïques, la croûte protérozoïque, la croûte archéenne et les ensembles volcaniques.

Pour caractériser le potentiel diamantifère de Madagascar, j'ai entrepris une application de mon travail d'analyse d'images ; dans un premier temps, je décris les métallotectes de la région Sud et Est-Africaine, puis je teste ces métallotectes à Madagascar.

4.1- Les roches hôtes de diamants : « la kimberlite »

Il existe plusieurs roches hôtes de diamants, dont certaines météorites et des roches d'ultra-haute pression. Mais les roches connues avec des potentialités économiques diamantifères sont les kimberlites de groupes I et II (orangéite), les lamproïtes et les lamprophyres kimberlitiques. Toutes ces roches sont regroupées commodément sous le nom de « kimberlites ».

Dans le monde, sur 5000 kimberlites identifiées, 500 sont diamantifères et 50 possèdent des diamants de bonne qualité. Et sur ces 50, seulement 15 seraient rentables pour une activité industrielle (Janse et al., 1995).

Les diamants sont des marqueurs des racines lithosphériques épaissies. La datation des kimberlites se fait généralement sur les inclusions qui sont à l'intérieur des diamants (Thomassot, 2007). Les kimberlites diamantifères sont corrélées géographiquement aux cratons archéens, mais les magmas situés proches de leurs limites peuvent également être diamantifères (Figs. 4.2, 4.3), voire être économiquement les plus intéressants (O'Neill et al., 2005).

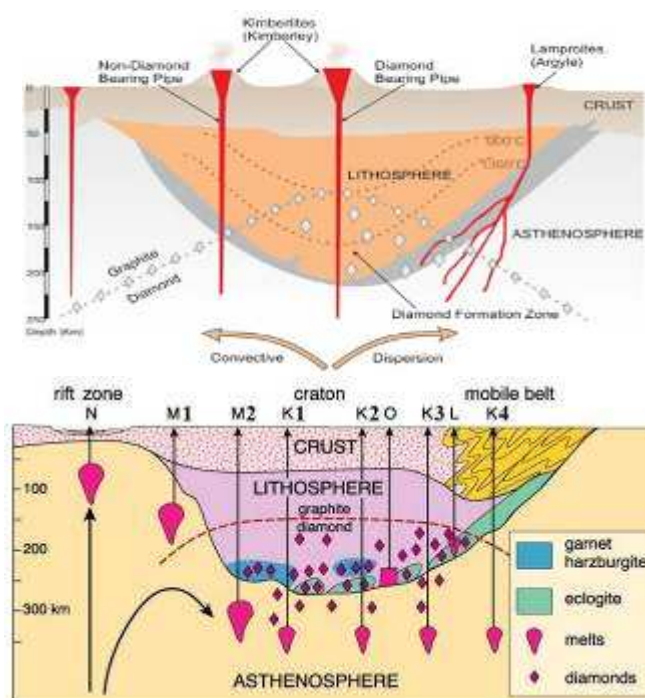


Figure 4.2 : (a) en haut, **enracinement lithosphérique des kimberlites**. Les kimberlites les plus diamantifères ne sont pas situées au centre des cratons mais à leur périphérie. (b) en bas, **autre modèle d'enracinement lithosphérique des kimberlites** (croûte archéenne et ceinture mobile périphérique) qui montre les régions sources de magmas kimberlitiques (Mitchell, 1995). Les magmas kimberlitiques d'origine asthénosphérique peuvent ne pas contenir de diamants (K4, M1, et N) ou contenir des diamants (K1, K2, K3, L, M2, et O).

Comme l'indiquent les enclaves du manteau supérieur qu'elles contiennent (Nixon, 1995 ; Nimis, 2002 ; Thomassot, 2007), les kimberlites sont des roches ultramafiques et

potassiques (Mitchell, 1995). Elles sont issues de magmas alcalins et carbonatitiques, qui viennent de source profonde, entre 100 km et 200 km (Nimis, 2002 ; Fig. 4.4).

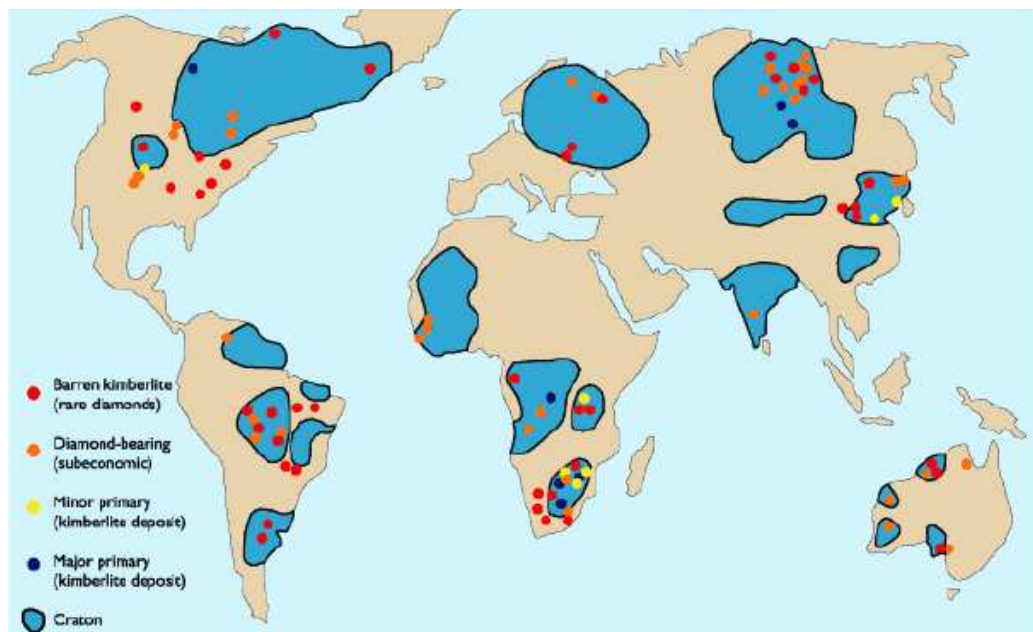


Figure 4.3 : Principales occurrences de kimberlites et domaines cratoniques (Minex, 2002 ; Guitreau, 2008). On remarque qu'il existe des kimberlites économiquement intéressantes en Afrique au niveau des cratons de Kaapval et de Tanzanie (points de couleur rouge et orange).

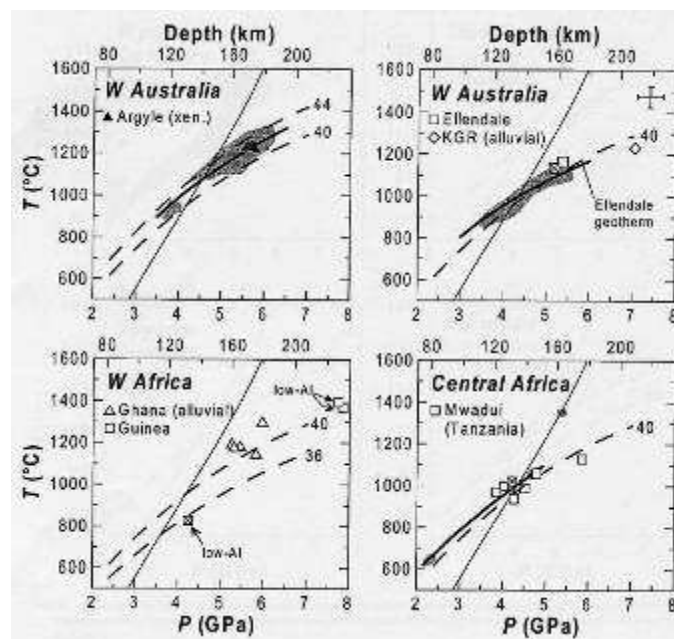


Figure 4.4 : Profondeur d'initiation de la fusion du manteau à l'origine des magmas kimberlitiques (Nimis, 2002).

Les kimberlites peuvent intruder des encaissants d'âges variés (Gurney et al., 2005 ; Field et al., 2008) :

- (i) de l'Archéen,
- (ii) du Protérozoïque (ex : Botswana, Angola),
- (iii) jusqu'au Tertiaire (Canada, Tanzanie, et Australie).

Elles se mettent en place par dégazage explosif du magma, formant des cratères ou diatrèmes (Fig. 4.5 ; Gurney et al., 2005 ; Skinner, 2008).

Plusieurs faciès pétrologiques sont définis en fonction de la profondeur du pipe (Fig. 4.5) :

- (i) Un faciès de cratère composé de débris volcaniques et tufs.
- (ii) Un faciès de diatrème, composé de brèches volcaniques plus compactes et moins fines que dans le faciès de cratère.
- (iii) Et un faciès hypabyssal (dans la racine du diatrème) composé de roches volcaniques à texture ignée ayant clairement cristallisé à partir d'un magma (Clement et al., 1979 ; Nowicki et al., 2004 ; Guitreau, 2008).

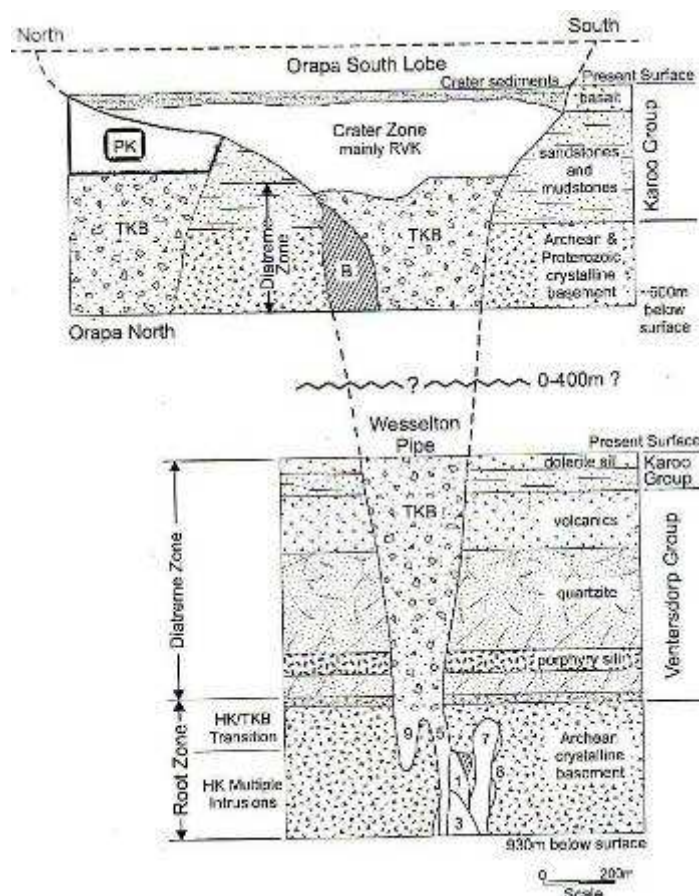


Figure 4.5 : Coupe verticale d'un modèle d'intrusion kimberlitique (caractéristique des intrusions d'Afrique du Sud ; Gurney et al., 2005). L'échelle est la même en horizontale qu'en verticale. Elle se compose de trois parties : (i) La racine (« hypabyssal kimberlite » – HK) qui ne fait pas plus de 200 m de diamètre. Les chiffres représentent de multiples phases d'intrusions avant éruption. (ii) En semi-profondeur au niveau du diatrème (« tuffissitic kimberlite breccia – TKB »), et en surface ou la zone de cratère, qui peut atteindre 2 à 3 km de diamètre, et se compose d'un noyau centrale de « pyroclastic kimberlite » (PK), et de sédiments d'altération (« redeposited volcanoclastic kimberlite » – RVK). On remarque sur cette coupe la présence de basalte, en surface, juste dans la continuité Sud du cratère.

Dans le monde, la plupart des pipes sont à peu près circulaires (sphéroïdes). Cependant, leur forme peut être plus allongée ou elliptique. Ils sont en général de l'ordre de la cinquantaine de mètres de diamètre, et quelques-uns peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres, voire plusieurs kilomètres. En surface, le diamètre du pipe varie en fonction de la

profondeur d'érosion. En Afrique du Sud, les pipes kimberlitiques font des diamètres de 450 m x 50 m, 650 x 150 m, 900 m x 450 m (Hawthorne et al., 1979). En Angola, le pipe de Camfuka – Camazambo a un diamètre supérieur à 3 km (Ganga et al., 1988).

Les pipes peuvent être isolés, mais ils peuvent également se regrouper et définir un champ de pipes. A Saskatchewan (Canada), on dénombre une dizaine de pipes kimberlitiques qui forment le champ de Melfort (Fig. 4.6, Newson et al., 2007).

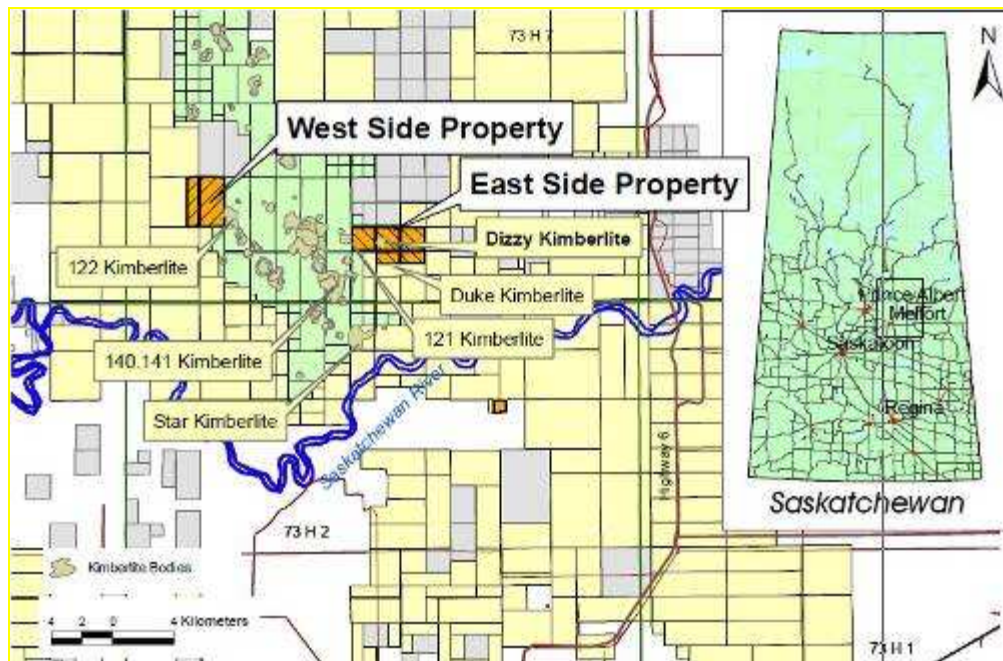


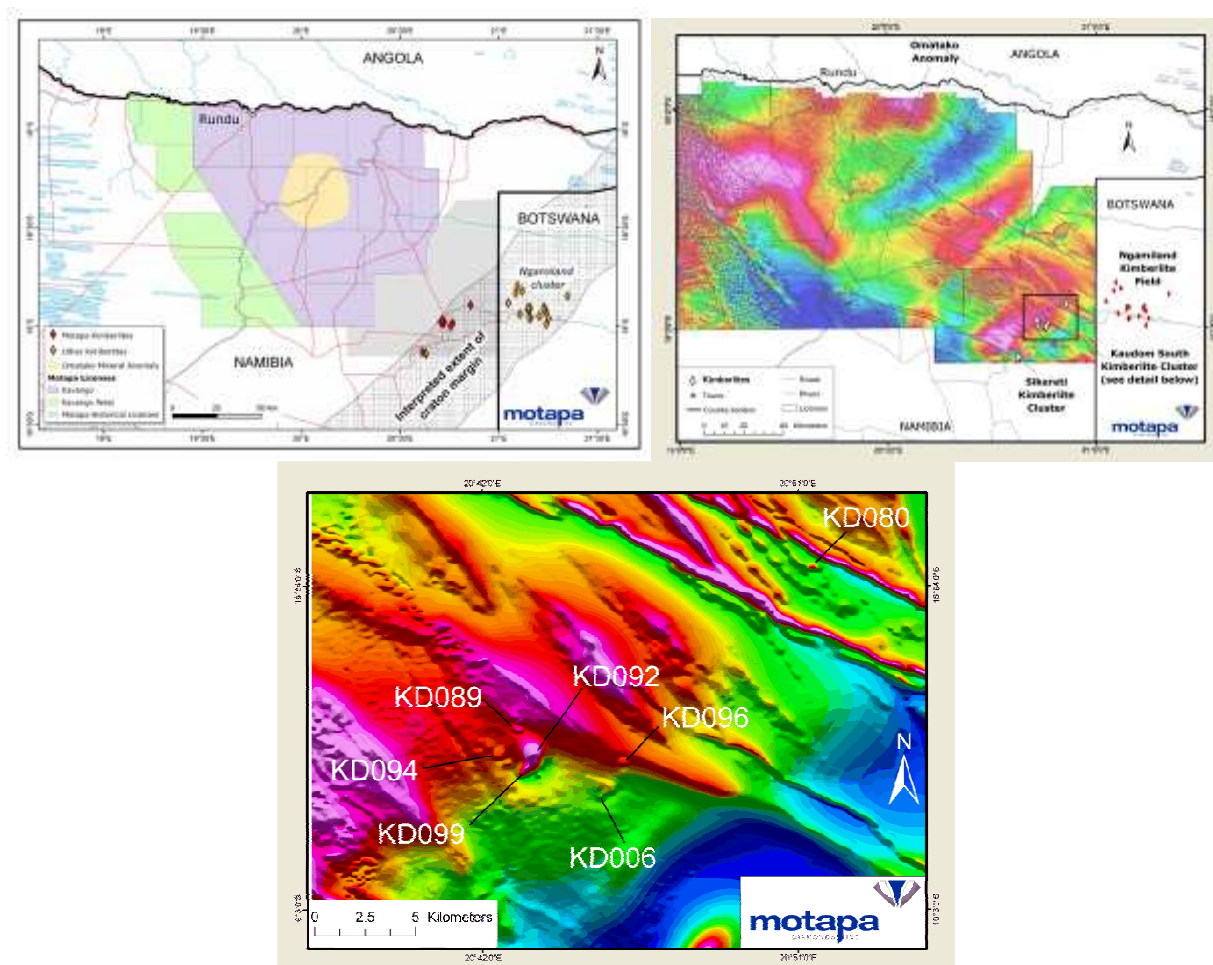
Figure 4.6 : Canada, province de Saskatchewan, **champ de pipes** (Newson et al., 2007)

4.2- Signature géométrique et géophysiques de diatrèmes kimberlitiques d'Afrique

Je présente ci-dessous les critères cartographiques d'identification de pipes kimberlitiques qui n'affleurent pas directement sur le terrain. Les exemples proviennent des diatrèmes kimberlitiques de Namibie (Fig. 4.7) et du Lésoto (Figs. 4.8 et 4.9).

4.2.1- Diatrèmes kimberlitiques de Namibie

En Namibie, sur un socle précambrien, est identifié un champ de pipes kimberlitiques. Ces pipes sont associés à un volcanisme crétacé, développé il y a 120 Ma sur le continent africain. Une étude géophysique a été réalisée par la société « Motapa » (Figs. 4.7a, 4.7b).



Figures 4.7: En Namibie, En haut : (a) à gauche, **carte de localisation des kimberlites par rapport au craton Kasai/Congo** (indiqué en violet) ; (b) à droite, **carte des anomalies magnétiques correspondantes**. (c) en bas, **détail des anomalies magnétiques** (cadre noir sur l'image 4.7c) **associées aux pipes** (repérés par les points « KD ») ; <http://www.motapadiamonds.com/s/Namibia.asp>.

Sur cette image aéromagnétique, on observe des anomalies linéaires très positives correspondant à des dykes orientés N 120°. La signature aéromagnétique des pipes kimberlitiques correspond généralement à des anomalies ponctuelles annulaires positives appelées « Bull eyes », qui font moins de 1 km de diamètre (Figs. 4.7b). Il est notable que les anomalies peuvent être plus faibles ou nulles, voire même négatives à cause de la variation minéralogique des kimberlites ou de l'altération de surface au sein du pipe avec parfois la présence de lac. En Namibie, les anomalies ponctuelles sont également alignées sur la même direction que les dykes (N 120° ; Figs. 4.7c, b), et une interprétation géologique régionale de cette région de la Namibie (Fig. 4.7c) montre que ces pipes se situent au niveau de la marge Sud du craton « Kasai / Congo » (en violet ; Fig. 4.7a).

4.2.2- Diatrèmes kimberlitiques du Lesotho

Sur le terrain, les pipes de kimberlite (Mothae, Letseng principal et satellite, Fig. 4.8) intrudent des roches basaltiques. Ils ne sont pas identifiables en surface car ils sont couverts par de fortes épaisseurs (5 mètres) de graviers et de latérites (Fig. 4.9). Ces pipes kimberlitiques sont associés à une série de dykes kimberlitiques et doléritiques. Ces derniers (dont certains sont visibles sur le terrain) ont été identifiés à partir de leur signature magnétique (anomalies linéaires, Fig. 4.8). Le pipe de Monthae montre une forme en raquette (Figs. 4.8, 4.9, 4.10).

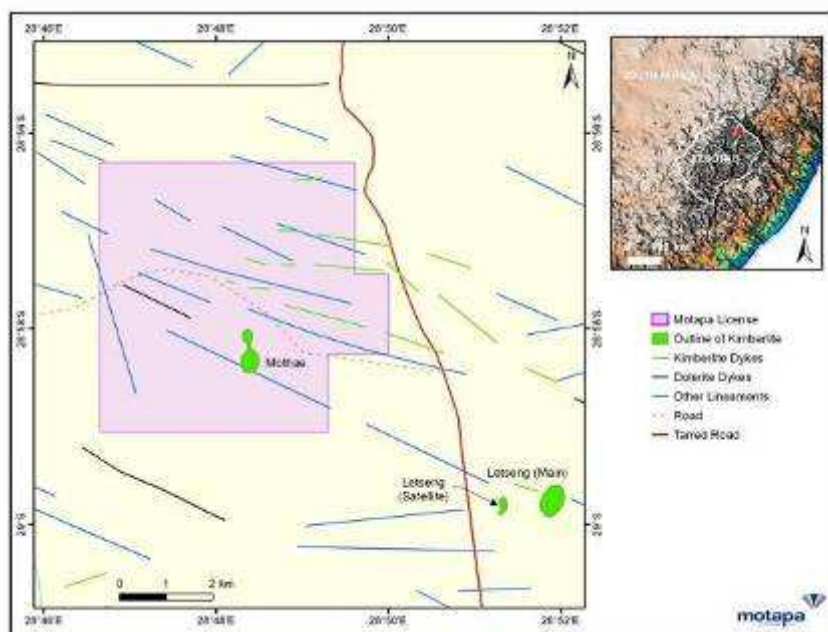


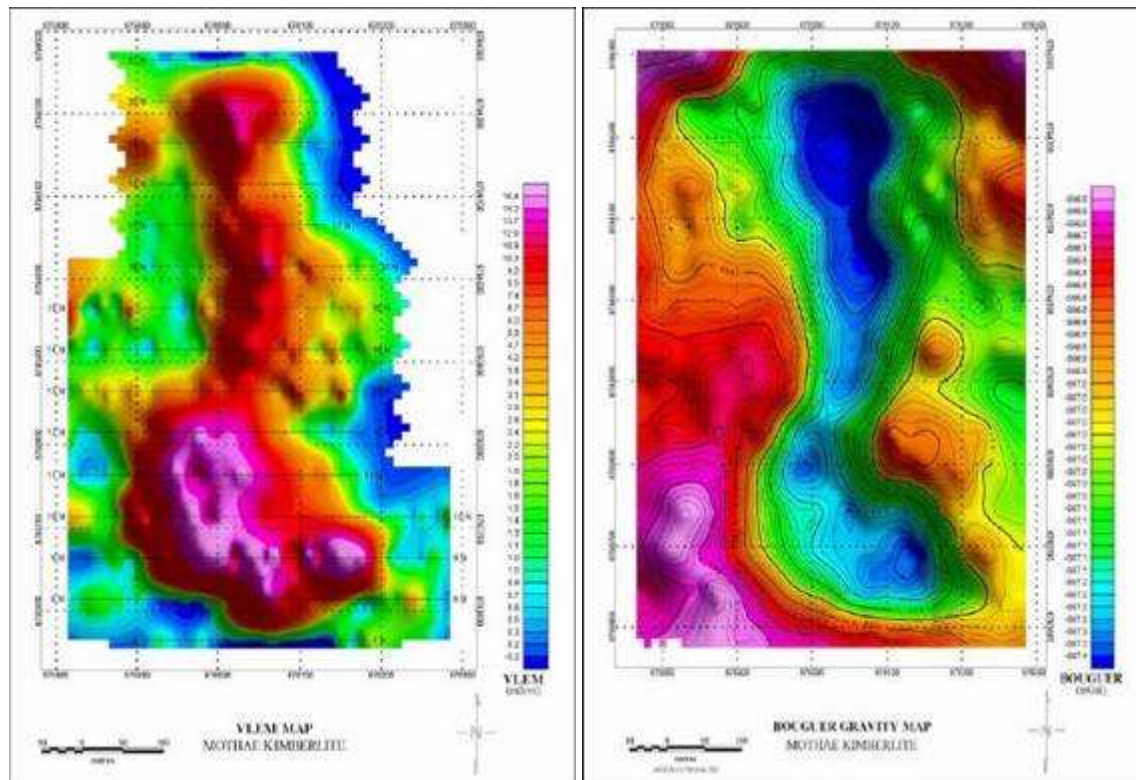
Figure 4.8 : Localisation de 3 pipes du Lesotho (Mothae, Letseng satellite et principal) ;
<http://www.motapadiamonds.com/s/Lesotho.asp>



Figure 4.9 : Géométrie du pipe de Mothae à l'affleurement. Le gîte a été anciennement exploité en méthode artisanale. <http://www.motapadiamonds.com/s/Lesotho.asp>

Pour Monthae, le signal aéromagnétique souligne les limites de l'intrusion volcanoclastique (Fig. 4.10a). La carte de la composante verticale du champ magnétique résiduel permet d'augmenter (en absolu) l'intensité du signal magnétique (Fig. 4.10a ; § 9.3.8, partie B). Le pipe correspond à une anomalie positive.

Le signal gravimétrique associé à ce pipe est caractérisé par une forte anomalie négative (Fig. 4.10b, valeur de -0.002 à -0.67 mGal). Cette anomalie négative serait due tout simplement au fait que la roche encaissante est de nature basaltique (densité moyenne $\rho = 3,30 \text{ g/cm}^3$; annexe 4) ; elle est alors légèrement moins dense que le pipe (péridotite, densité moyenne $\rho' = 3,37 \text{ g/cm}^3$; annexe 4) ; $(\rho - \rho') < 0$.



Figures 4.10 : Pipe de Monthae : (a) à gauche, **carte de l'anomalie magnétique associée** (gradient verticale de la composante résiduelle) ; (b) à droite, **carte de l'anomalie gravimétrique**. <http://www.motapadiamonds.com/s/Lesotho.asp>.

4.3- Géodynamique de mise en place des kimberlites de l'Afrique du Sud et de l'Afrique de l'Est

La relation génétique entre les différents groupes de kimberlites d'Afrique reste peu connue. Les remontées kimberlitiques semblent être liées à des domaines en extension de type « rifting continental » (McClintock et al., 2008 ; Vearncombe et al., 2002 ; White et al., 1995). Il est aussi intéressant de noter que, dans la partie Sud et Est de l'Afrique, les pipes kimberlitiques diamantifères ne se trouvent pas uniquement au sein des blocs cratoniques archéens ; ils se localisent surtout en leurs périphéries, là où se sont développées des orogènes plus récentes du Néoprotérozoïque (Fig. 4.11, Baturike et al., 2007, Field et al., 2008).

Il existe également, en Afrique du Sud et de l'Est, un contrôle structural du volcanisme alcalin daté autour de 90 Ma. Ce volcanisme kimberlitique s'aligne dans un corridor de direction N 35°, faisant plus de 200 Km de large (Fig. 4.12 ; Moore et al., 2008).

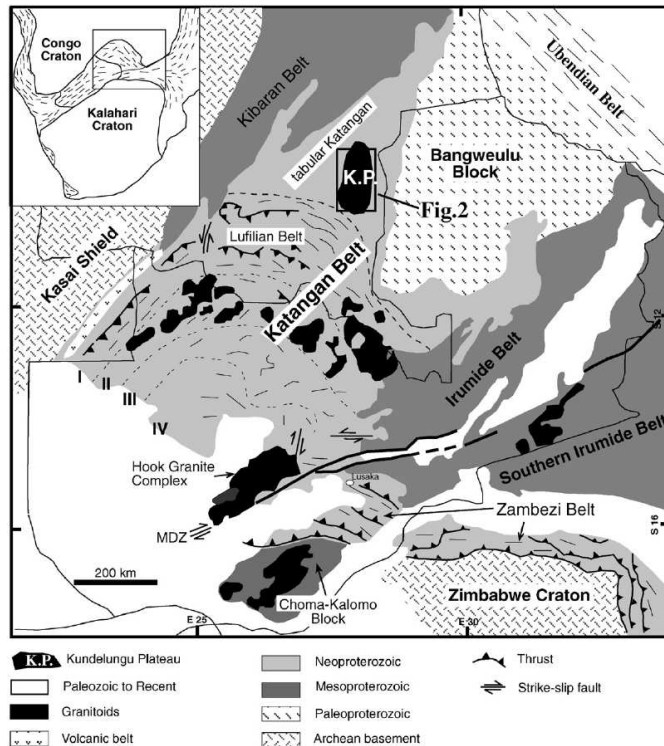


Figure 4.11: Frontière Namibie, Botswana, Zimbabwe ; **pipes kimberlitiques du Kundelungu plateau** (K.P., « Fig. 2 »). Les kimberlites sont situées au sein de la ceinture orogénique néoproterozoïque (en gris, Batumike et al., 2007).

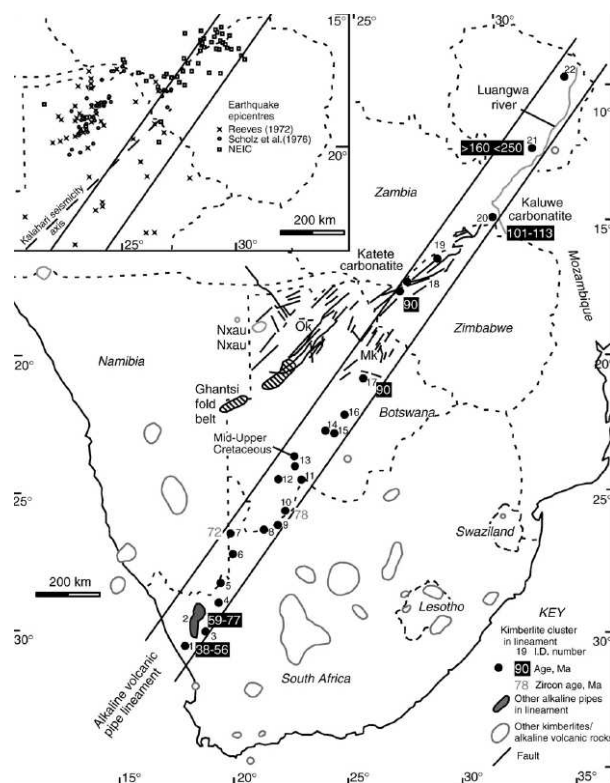


Figure 4.12 : Géométrie des pipes kimberlitiques partie Sud de l'Afrique (Moore et al., 2008). On observe un alignement des pipes formant un corridor de direction N 35°, sur une largeur de plus de 200 Km.

A une autre échelle et plus au Sud (Fig. 4.13), on remarque que les diatrèmes kimberlitiques (de 20 à 100 km de diamètre) se localisent dans des zones géographiques bien

définies. Les diatrèmes les plus à l'ouest sur la figure 4.13 sont à plus de 300 km de la limite des unités archéennes (ligne rose, Fig. 4.13). Ils sont également alignés dans des directions préférentielles, qui sont notamment en relation avec les zones de cisaillements (Vearncombe et al., 2002).

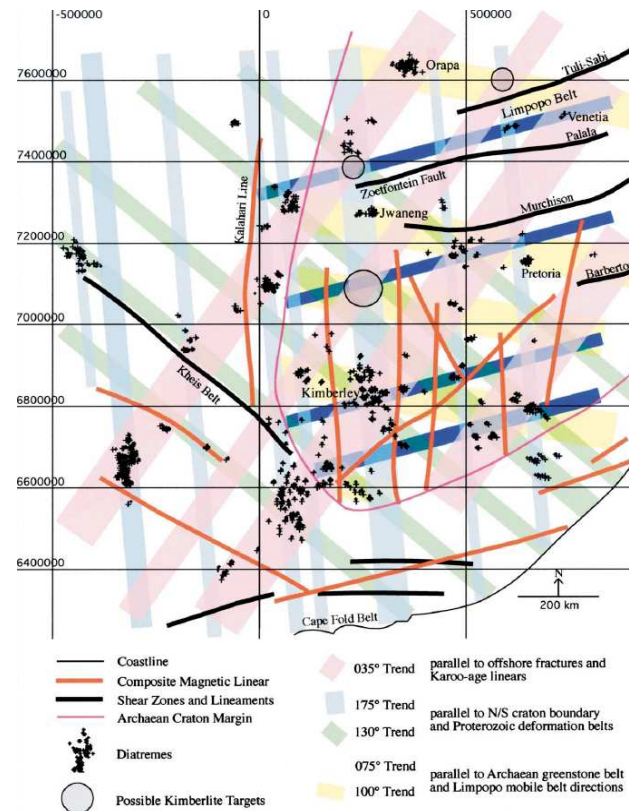


Figure 4.13 : Afrique du Sud, relation structurale entre les zones de cisaillement précambriennes (ZC), les failles héritées, et la présence de Pipes kimberlitiques (Vearncombe et al., 2002). Des orientations préférentielles des structures (linéaments magnétiques, failles, et ZC) et des limites de cratons sont corrélées aux directions d'alignement des pipes kimberlitiques. On constate également que les séries de pipes les plus à l'Ouest sur la figure sont à plus de 300 km de la limite de l'unité archéenne (ligne rose).

En effet, Vearncombe et al. (2002) notent que les pipes kimberlitiques diamantifères sont souvent parallèles, et parfois proches des zones de cisaillement majeures. Ils peuvent aussi se localiser parallèlement aux fractures dont la direction est contrôlée par les fabriques précambriennes (Fig. 4.15).

Ainsi, ces auteurs concluent que la réactivation fragile des fabriques archéennes ou protérozoïques est essentielle pour obtenir les kimberlites diamantifères. En effet, seule l'activation d'une faiblesse mécanique existante permettrait aux magmas des remontées avec des vitesses importantes (Vearncombe et al., 2002). Une vitesse de 200 km en 5 heures (7 m/s) est nécessaire à la préservation des diamants. Dans la partie Ouest de l'Australie, des kimberlites au sein du craton d'Yilgarn sont stériles, l'absence d'anisotropie mécanique ne leur a pas permis une ascension assez rapide.

4.4- Relation géométrique des faisceaux de pipe entre l'Afrique de l'Est et Madagascar

La reconstitution paléogéographique de Madagascar avant l'ouverture du canal de Mozambique que j'ai établie (Fig. 3.1, partie D) est une reconstitution qui place Madagascar assez au Sud par rapport aux autres reconstitutions paléogéographiques de la littérature (comparer avec la Figure 4.1, partie A ; Reeves et al., 2002). On voit dans cette reconstitution que la géologie de Madagascar est liée à celle de la Tanzanie mais aussi à celle du Mozambique (Kröner, 2003 ; Fig. 4.14).

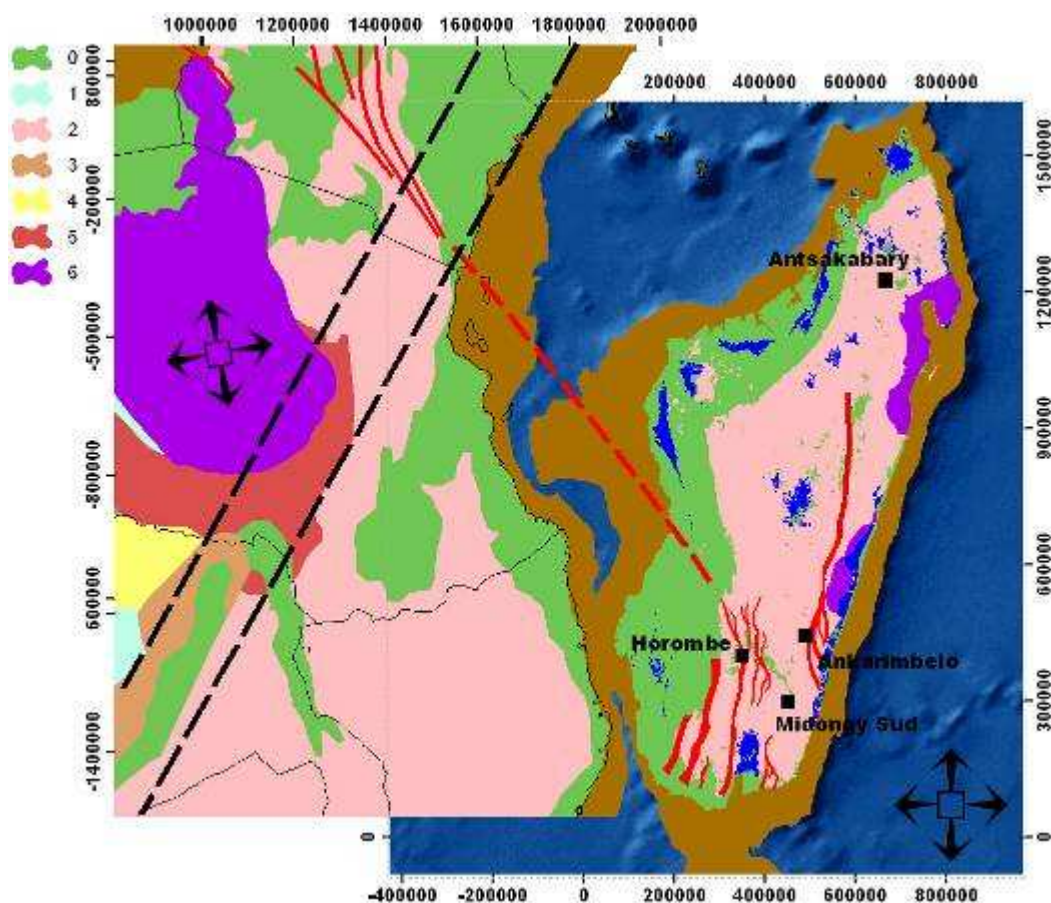


Figure 4.14 : Carte de la nouvelle reconstitution paléogéographique (post. 180Ma, avant l'ouverture du canal de Mozambique) ; relation entre le « corridor » (limité par les deux traits discontinus noirs, Fig. 4.12) de pipe kimberlitique d'Afrique du Sud et Madagascar.. Les ZC sont marquées par des traits rouges (Fig. 3.1b). Les ensembles tectonométamorphiques sont de Kröner et al. (2003) où j'ai classé les ensembles par âges dominant : 0 = phanérozoïque ; 1 = Néoprotérozoïque (supérieure) et bassins paléozoïque ; 2 = Panafricain (650 – 500Ma, parfois les dépôts de sédiments peuvent aller jusqu'à 1,6 Ga) ; 3 = Panafricain (uniquement des dépôts de 1,4 – 1,0 Ga) ; 4= Bangweulu bloc (1,8 Ga) ; 5= formations d'âge 2,0 – 1,8 Ga ; 6= Plutonisme archéens (cratons). A Madagascar, j'ai marqué les volcanismes (Crétacé et Néogène) en bleu. Chaque bloc continental est projeté différemment : Africa Lambert Conformal Conic pour le bloc africain et Laborde 1923 pour Madagascar.

En se basant sur la reconstitution que je propose, on observe qu'une prolongation Nord du faisceau de pipes (de la partie Sud de l'Afrique ; Fig. 4.12 ; un « corridor » N 35°, de 200 km de large) passerait largement au Nord de Madagascar (Fig. 4.14).

Différentes zones potentiellement kimberlitiques ont été identifiées par le ministère des mines du Mozambique (région 4, 5, 7 figure 4.15 ; Mozambique, 2000). Ces régions

se caractérisent par la présence de structures extensives avec des systèmes de horsts et grabens, parfois remplis de sédiments du Karoo. Dans ces zones existent des édifices volcaniques d'âge Crétacé (Schlüter, 2008). Des pipes kimberlitiques dont l'âge n'a pas encore été précisé (au plus post-Karoo) ont été reconnus notamment dans la zone 7.

D'après les cartes de prospective du ministère des mines du pays (Mozambique, 2000) et les cartes géologiques du Mozambique et de la Tanzanie (Schlüter, 2008 et http://www.sigafrique.net/datawebmaster/doc/15_TANZANIA_Minde.jpg), on remarque que les ensembles de dykes et de pipes de la zone 7 sont orientés dans les directions N 65° et N 160° (Fig. 4.15). Vers le Nord – Est (en Tanzanie), le système de structures fragiles de la zone 7 (qui sont principalement orientées N 60°) passe en relais à des failles orientées N 35°. Ainsi ces structures passeraient également a-priori très loin au Nord de Madagascar.

La zone 5 du Mozambique montre un système de structures fragiles orientées N 65° et la zone 4 présente un système de structures fragiles orientées N 80° (Fig. 4.15).

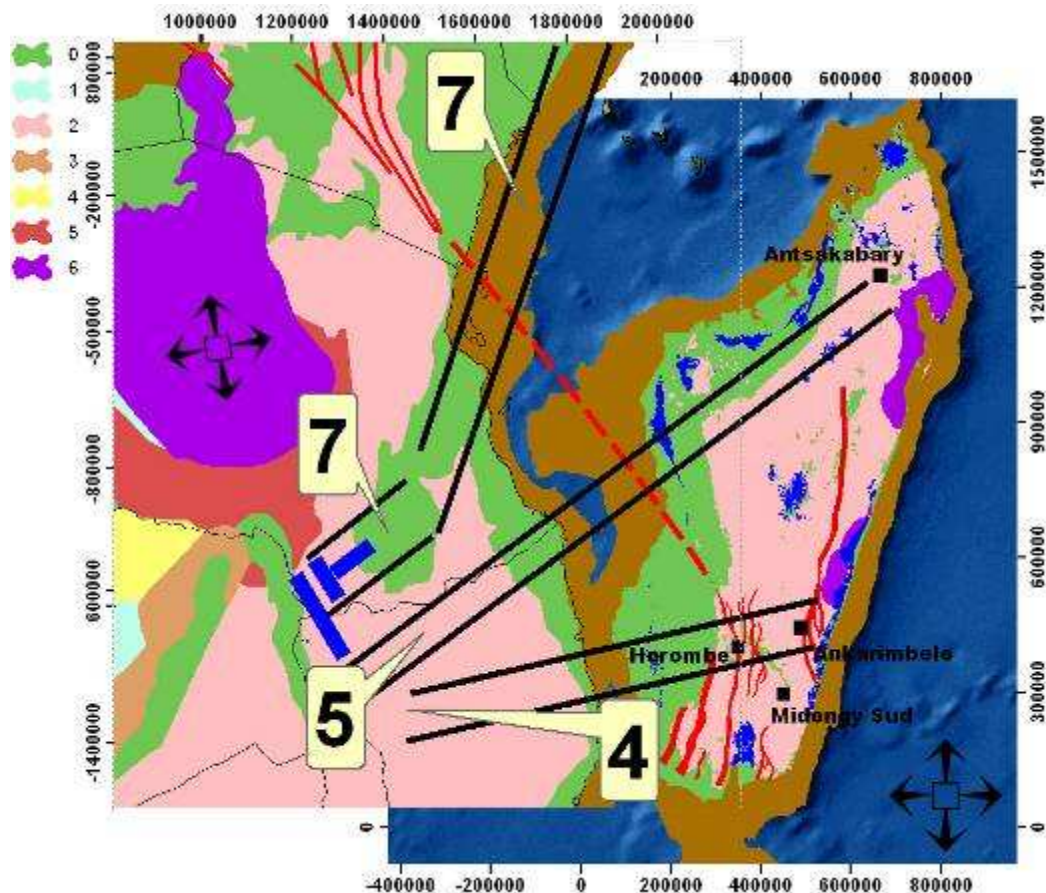


Figure 4.15 : Pipes kimberlitiques, ZC majeures protérozoïques, et système de fractures phanérozoïques (Tanzanie – Mozambique – Kenya - Madagascar). Même légende que sur la figure 4.14. Dans la zone 7, les alignements de dykes et pipes kimberlitiques associés sont indiqués par les traits bleus. Les alignements de fractures sont en traits noirs. (Les épaisseurs de traits sont exagérées). Figure modifiée d'après : (i) Mozambique (2000), (ii) (Schlüter, 2008) et http://www.sigafrique.net/datawebmaster/doc/15_TANZANIA_Minde.jpg.

Ainsi, il existe deux façons d'envisager les affinités kimberlitiques de Madagascar et du Mozambique.

(i) Soit on prolonge directement les structures du Mozambique vers Madagascar (en « corridor » Fig. 4.12) ; auquel cas:

- les kimberlites de la zone 7 ne se prolongeraient pas à Madagascar ;
- celles de la zone 5 seraient plutôt associées à la partie Nord de Madagascar (pipe de Antsakabary, Fig. 4.1) ;
- et les pipes de la zone 4 seraient potentiellement ceux qui pourraient se prolonger à Madagascar (région d'Ihosy).

(ii) Soit on raisonne en terme de structures conjuguées. Les directions fragiles N 35° de la zone 7 (Tanzanie) et N 65° de la zone 5, sont compatibles avec des failles conjuguées de direction N 170° - N 160°. A Madagascar, ces directions N 170° - N 160° s'identifient comme des directions majeures de fracture et parfois d'orientation de dykes (cf. § 2, partie C). De plus on remarque (à cette échelle du Gondwana) un fort contrôle structural de la prolongation de la ZC majeure Beraketa – Galana (en rouge pointillé, Fig. 4.15), avec les fractures N 170°- N160° et des conjuguées potentielles N 35° ou N 65° (Fig. 4.15).

A l'échelle du Gondwana, la prolongation des champs kimberlitiques d'Afrique (Partie Afrique du Sud -Tanzanie – Mozambique) vers Madagascar me paraît donc possible. Cependant, compte tenu de l'âge de mise en place des pipes kimberlitiques autour de 160 Ma - 70 Ma (Moore et al., 2008 et références associées), il est nécessaire que Madagascar ne se soit pas encore déplacé le long de la ride de Davies avant 70 Ma. En effet, l'étude des migrations des mammifères, du Mozambique à Madagascar, effectuée par Rabinowitz et al. (2006) confirme que le déplacement des bords Ouest du plateau continental malgache par rapport à ceux de l'Afrique n'aurait été important (supérieur à plusieurs centaines de km) qu'à partir du début du crétacé supérieur (soit il y a 70 Ma).

4.5- Mise en évidence d'intrusions kimberlitiques dans la partie Sud de Madagascar

En tenant compte des exemples et des analyses précédentes, les métallotectes pour identifier à Madagascar les intrusions kimberlitiques « pipes » sont les suivants:

(i) Les pipes à potentialité diamantifère se localisent en bordure, ou relativement proche, (<300 km) d'un craton archéen affleurant. A noter qu'au sein des cratons, les pipes sont pour la plupart stériles.

(ii) La remontée des magmas kimberlitiques diamantifères est favorisée par la présence de faiblesses mécaniques kilométriques anciennes : des ZC majeures. Les pipes peuvent s'aligner parallèlement à ces ZC, ou se trouver proche de leurs limites. Ils ne se localisent pas (voire rarement) dans les ZC.

(iii) La direction de dyke N 160° (observée à l'échelle du Gondwana) est une direction favorable à la présence de pipes.

(iv) Les pipes sont associés à des anomalies géophysiques annulaires. Ils se voient en « bull-eyes » sur les images gravimétriques et/ou aéromagnétiques. Ils se manifestent en anomalies locales circulaires d'environ de 500 m de diamètre.

(v) Les intrusions kimberlitiques présentent sur le terrain des morphologies circulaires ou elliptiques plus ou moins complexes, mais caractéristiques (cratère, caldeira, présence de lac). Elles sont de taille variable (de la dizaine de mètre à plusieurs kilomètres, maximum 3 - 5 km de diamètre).

(vi) Les pipes peuvent être isolés ou se regrouper et former un « champ de pipes ».

(vii) Les intrusions kimberlitiques contiennent des brèches volcaniques avec plusieurs enclaves de péridotites.

Les deux premiers critères (i et ii) peuvent se remplir sur à peu près l'ensemble de Madagascar. Pour la zone Sud, j'ai effectué une série de requêtes croisées de mes données, en vue de rechercher des zones qui répondraient au mieux aux 5 autres critères cités ci-dessus. On peut par exemple identifier sur Madagascar tous les lacs (ou géomorphologies elliptiques) de 20 mètres à 3 kilomètres de diamètre (ratio grand axe/petit axe environ égal à 1). Puis, identifier tous les « bull eyes » des images gravimétriques et/ou aéromagnétiques (cf. § 7 et § 9). Croiser ces informations avec les affleurements de péridotites (Bazot, 1976). Après avoir repéré des zones qui réunissent ces critères, on peut réaliser une étude de détail des cartes géologiques 1/100 000, des images satellites de haute résolution (dont le « quickburd », Fig. 4.2, partie B ; <http://maps.google.fr/>), et des cartes topographiques. Ces dernières permettent de mettre (parfois) en évidence à l'affleurement des domaines « rondoïdes » (des dépressions topographiques, des caldeiras, ou des lacs asséchés) qui possèdent un spectre électromagnétique particulier.

Ainsi, parmi les zones que j'ai identifiées, j'ai sélectionné quatre domaines (Fig.4.16) que je présenterai en détail ci-après: (A) Satrokala, (B) Fenoarivo, (C) Analavoka, et (D) Iavaraty. J'ai choisi ces domaines, car en plus des caractères métallotectes (favorables aux pipes) qu'ils présentent, ces zones me semblaient (au départ) les mieux accessibles sur le terrain. Cependant, je n'ai finalement pu accéder qu'à 2 d'entre eux : Satrokala (A) et Analavoka (C). De plus ces 4 domaines ont une caractéristique particulière (différente pour chacun d'eux) qui a attiré mon attention : (A) Satrokala (sur le plateau de Horombe) se trouve au centre d'un alignement d'affleurement de péridotites qui ont été identifiées par Bazot(1976). (B) Fenoarivo (Nord – Ouest d'Ankaramena) est associé aux directions de dykes N 160° – N 170°. (C) Analavoka (Sud Est de Ihosy, Ouest de Vohibe) et (D) Iavaraty (Nord de Midongy Atsimo) correspondent à l'axe où se localisent de nombreuses anomalies aéromagnétiques profondes (axe Ihosy – Midongy Atsimo ; Fig. 4.16 et Fig. 9.19b, partie B).

Le domaine (E), de la figure 4.16, représente la région prospectée par Key (2008). Elle se localise principalement dans la région d'Ambalavato, Nord - Ouest de Mahanoro (Sud – Ouest de Vatomandry).

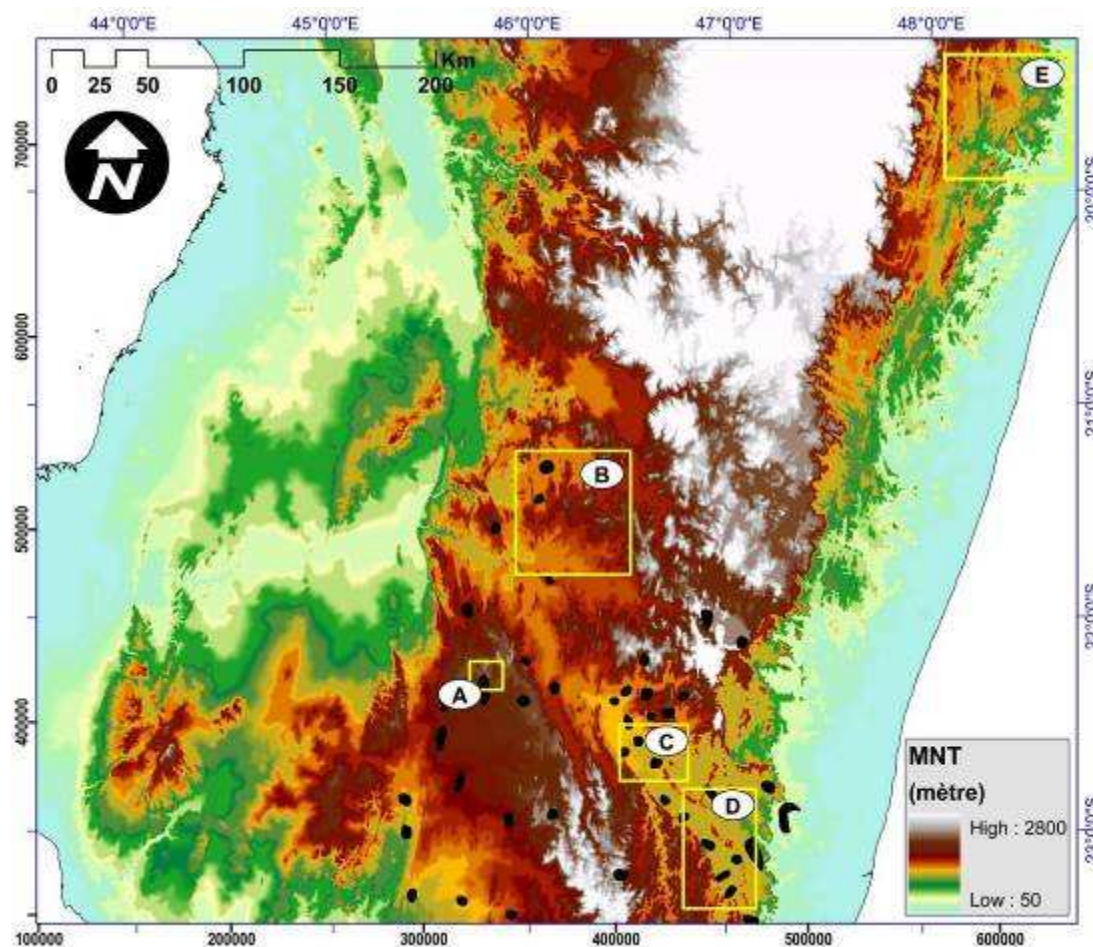


Figure 4.16 : Localisation des domaines à potentielité kimberlitique sur la carte de relief de la partie Sud de Madagascar, et « sélection orientée » des anomalies aéromagnétiques profondes du sud de l'île (les polygones semi-arrondis noirs ; Fig. 9.19b, partie B). Les anomalies aéromagnétiques profondes ont des surfaces inférieures à 165 km² (analyse géométrique sous ArcGIS). (A) Satrokala, (B) Fenoarivo, (C) Analavoka, et (D) Iavaraty sont les quatre domaines que j'ai sélectionnés. (E) Ambalavato – Mahanoro représente le domaine prospecté par Key (2008).

4.5.1- (A) Satrokala, plateau de l'Horombe

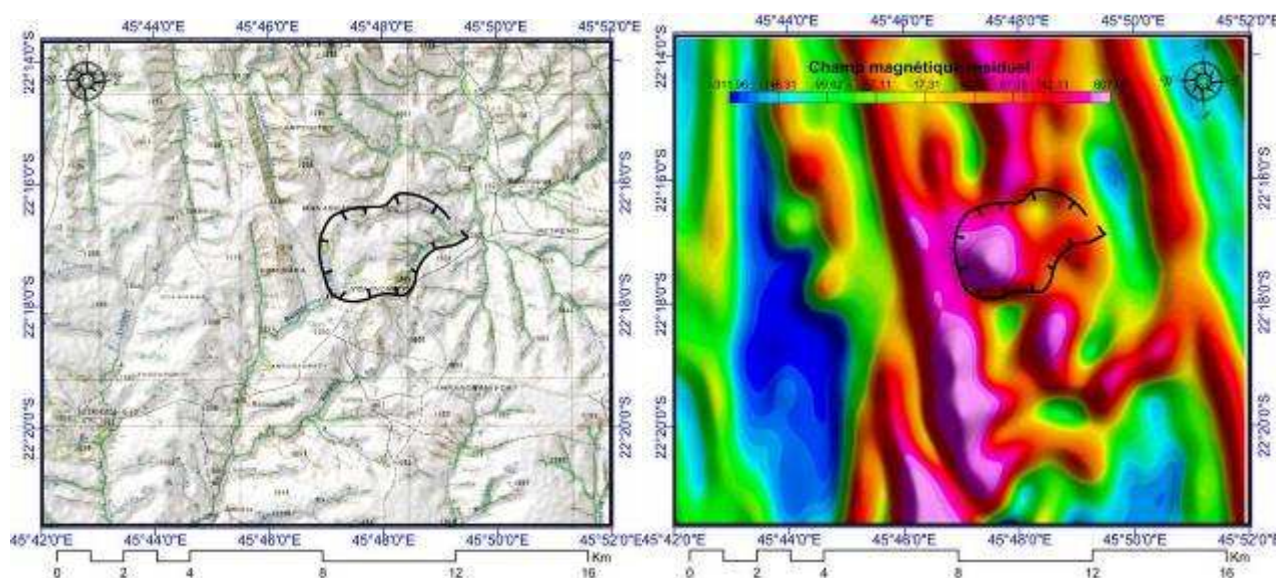
La région de l'Horombe présente de nombreux métallotectes de pipes.

- (i) Elle est proche d'un ensemble volcanique crétacé à l'Est du village de Satrokala (Hottin, 1972).
- (ii) Elle est également proche des affleurements cartographiés de péridotites (données extraites de Bazot, 1976 ; Fig. 4.16).
- (iii) L'image aéromagnétique correspondante présente une anomalie positive en forme de « bull-eyes » de 3 km de diamètre (Figs. 4.16, 4.17b).
- (iv) Une observation des cartes topographiques au 1/100 000 permet d'identifier à l'Est du village de Satrokala (au Nord de Vohinoniky, au Sud de Manambaroa ; Fig. 4.17a) un système de

réseau hydrographique montrant une morphologie circulaire de 3 km de diamètre, dont l'exutoire est dirigé vers l'Est (il est notable que Vohinoniky veut dire « plat creux » en Malgache du Sud).

(v) A une autre échelle, aux environs de cette possible caldeira, on observe une dizaine de petits lacs (parfois asséchés) de la dizaine à la centaine de mètres de diamètre (Fig. 4.18).

Compte tenu de la latéritisation de l'Horombe, nous n'avons pas pu identifier sur le terrain des brèches volcaniques.



Figures 4.17 : Cartes de la région (A) Satrokala : (a) à gauche, **extrait de la carte topographique 1/100 000**. A l'Est de satrokala, Nord de Vohinoniky, Sud de Manambaroa, un système de réseau hydrographique montre la morphologie d'une probable ancienne caldeira. L'exutoire est dirigé vers le Nord. (b) à droite, **image aéromagnétique correspondante** (champ magnétique résiduel H', l'unité est le nT). On identifie un ensemble isolé de « bull-eyes » qui se localise au cœur de la probable caldeira cartographiée sur la figure 4.17a.



Figure 4.18 : Lacs circulaires de 20 à 30 m de diamètre sur le plateau latéritique du Horombe (région Satrokala – Vohinoniky).

4.5.2- (B) Fenoarivo, Nord – Ouest d'Ankaramena

La figure 4.19 montre la signature aéromagnétique des dykes kilométriques au Nord - Est de Fenoarivo (Fig. 4.16). Les directions de ces dykes répondent au critère (iii), elles correspondent aux directions potentiellement intéressantes pour la présence de pipes (N 160°-170°).

On observe également dans cette région de nombreuses anomalies ponctuelles circulaires de type « Bull eyes » (Figs. 4.16, 4.19a). Elles peuvent être classées comme suit :

(i) Des anomalies « Bull eyes BE1 » sont proches des dykes. Elles peuvent également se trouver à l'intersection de deux directions de dykes différentes, avec un angle d'une dizaine de degrés N 170° et N 160°.

(ii) Des « Bull eyes BE2 » existent à l'intersection de foliations majeures orientées N 10° et de dykes orientés localement N 150°.

(iii) La « Bull eyes BE3 » s'observe à l'intersection entre la terminaison Nord de la ZC de Zazafotsy et un dyke orienté N 160°.

(iv) Et un réseau formé de quatre anomalies ponctuelles négatives est identifié à une dizaine de kilomètres au Sud – Ouest du village Fenoarivo (« Bulls eyes BE4 »).

Sur la carte géologique 1/100 000 (Feuille Ankaramena, M54 ; Figs. 4.18 ; Bésairie (1971), j'ai également identifié une caldeira qui se trouve dans le prolongement des dykes orientés (N 160°- 170°). Ce dernier est compatible avec l'hypothèse que ces anomalies circulaires ponctuelles (bull-eyes) soient des pipes.

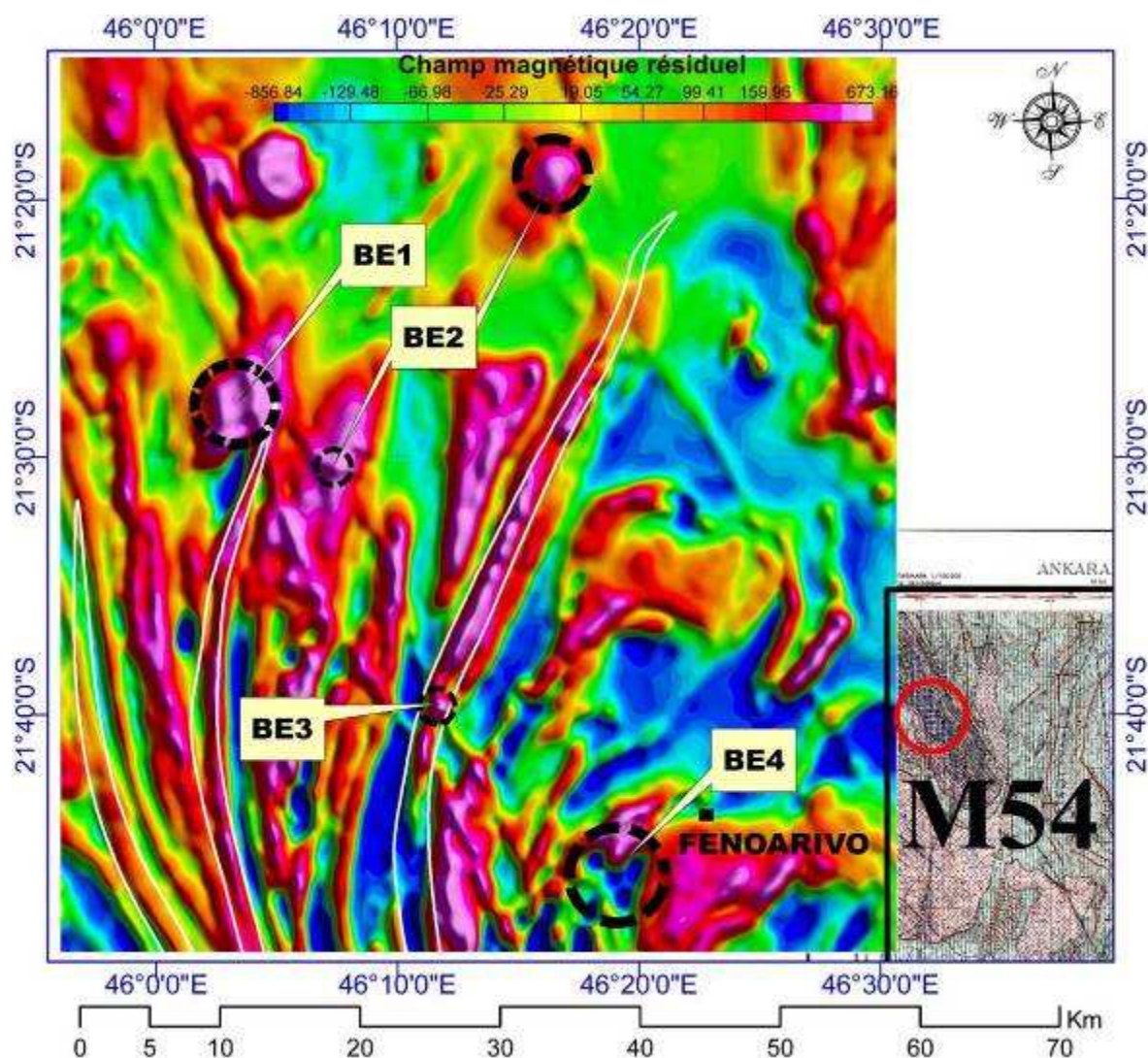




Figure 4.19 : Région de Fenoarivo (Nord – Ouest d’Ankaramena : **relation « bull-eyes », ZC, et dykes** (a) page précédente, **sur une carte de champ magnétique résiduel H' , avec localisation d’une caldeira** (cercle rouge) **sur la carte géologique 1/100 000, feuille M54**. Les « bull-eyes » sont associés principalement à de grands dykes kilométriques, ainsi qu’à leur intersection avec (i) d’autres dykes (cas BE1), (ii) des directions de foliations majeures (cas BE2), (iii) l’intersection avec la ZC de Zazafotsy (cas BE3), et (iv) un réseau d’anomalies ponctuelles négatives (cas BE4). Deux ZC (limites en lignes blanches) sont visibles sur cette image : la ZC de Morarano (à l’Ouest) et celle de Zazafotsy (à l’Est) ;

(b) en haut, vue rapprochée du cercle rouge, **caldeira dans la prolongation des dykes N 170°**. Il est repéré (au centre du cercle rouge) sur la carte géologique 1/100 000, feuille Ankaramena -M54 (Bésairie, 1971) . Remarquez que la caldeira s’aligne comme les bull-eyes et les dykes, sur la direction des dykes N 170°- 160°. Je note que la caldeira ne figure pas sur la légende de la feuille Ankaramena.

4.5.3- (C) Analavoka, alignement de « bull eyes » (axe Ihosy – Midongy Atsimo)

Cette région appartient à l’axe où se localisent le plus d’anomalies magnétiques circulaires profondes (« bull eyes » ; axe Ihosy – Midongy Atsimo ; § 9.3.10, partie B). C’est une zone où existent des grabens orientés N 160° (Fig. 6.4 – partie B). Sur la carte aéromagnétique correspondante, le signal est contrôlé principalement par la ZC de Zazafotsy montrant des anomalies linéaires régulières. Au Sud d’Analavoka les anomalies sont plus complexes et montrent des variations rapides dans l’espace. J’ai repéré une vingtaine de dépressions circulaires dont plusieurs lacs (identifiés en taches ponctuelles noires sur les images satellite, Fig. 4.20b). Ces derniers sont plus ou moins dispersés et sont compatibles avec la présence d’un champ de pipes. Certains d’entre eux s’alignent sur une direction N 60°, et une direction conjuguée N 150°. Je

remarque également des anomalies négatives circulaires de 4 km et 2,5 km de diamètre (au niveau des cercles jaunes ; Figs. 4.20). Comme pour le plateau de l'Horombe (Fig. 4.16), ces zones sont soit latérisées, soit occupées par des lacs. Je n'ai pas pu mettre en évidence de brèches, ni de péridotites.

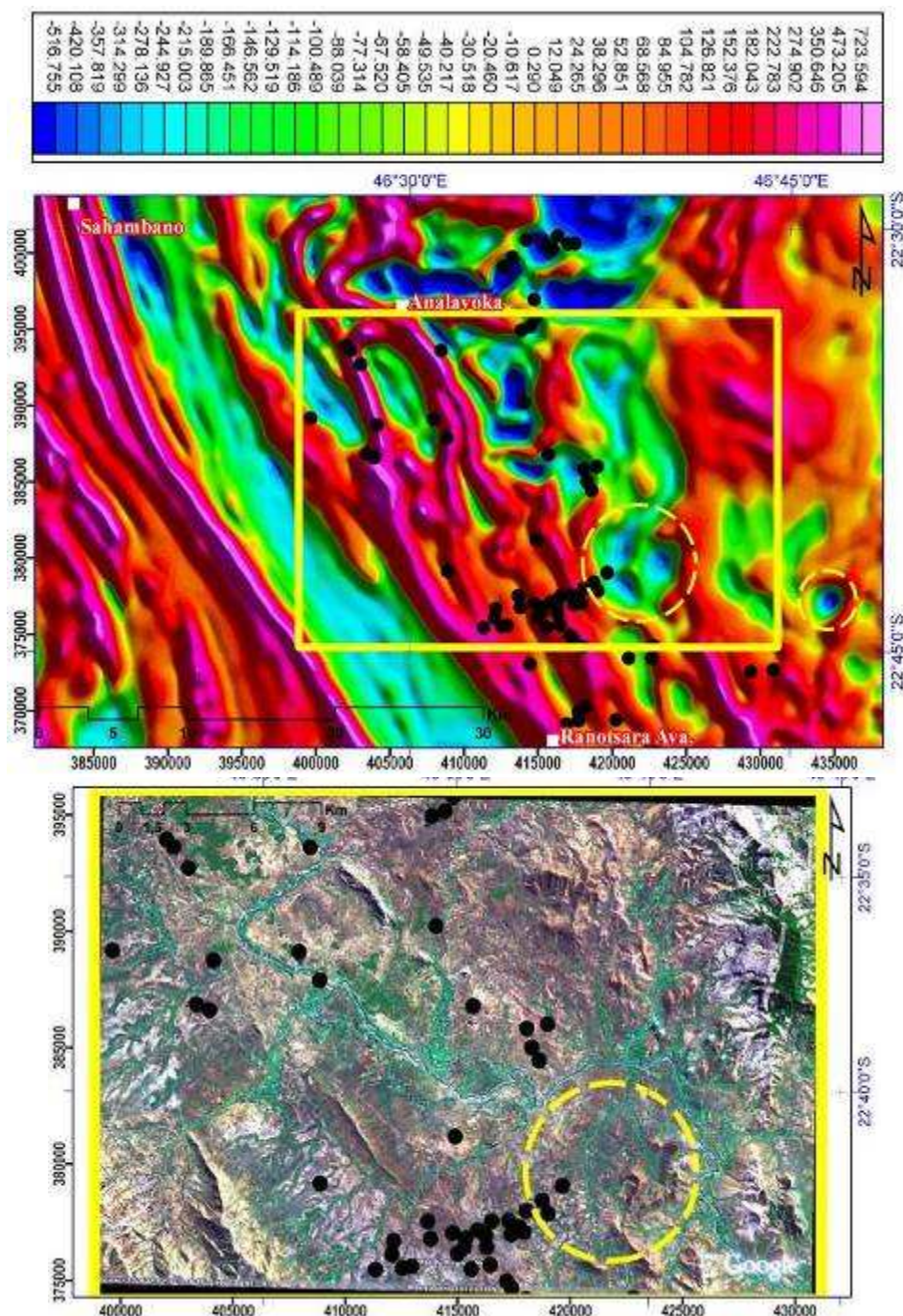


Figure 4.20 : Région d'Analavoka : (a) en haut, **localisation des « bull eyes » sur la carte aéromagnétique** (anomalie résiduelle H'). On remarque également des anomalies ponctuelles négatives isolées (dans les cercles jaunes) ; la figure 4.20b est localisée par le rectangle jaune ; (b) en bas, **répartition des dépressions topographiques circulaires sur l'image quickbird** (google map). Ces structures sont alignées selon plusieurs directions préférentielles (une direction majeure très marquée : N 60°, et une direction N 150° moins marquée, compatible avec la direction des grabens de ce secteur, Fig. 6.4 partie B).

4.5.4- (D) Iavaraty (Nord de Midongy), alignement de « bulls eyes » (axe Ihosy – Midongy Atsimo)

Toujours dans l'axe des anomalies aéromagnétiques ponctuelles (Ihosy – Midongy Atsimo), la carte aéromagnétique de la région montre également deux directions principales de dykes. Ces dykes présentent des anomalies aéromagnétiques extrêmement fortes (> 300 nTesla, Fig. 4.21) et sont orientés dans les directions N 30°, N 140° et N170°. Les valeurs d'anomalies aéromagnétiques les plus fortes de type « bull eyes » (> 480 nTesla) sont localisées aux intersections des deux familles de dykes (Fig. 4.21).

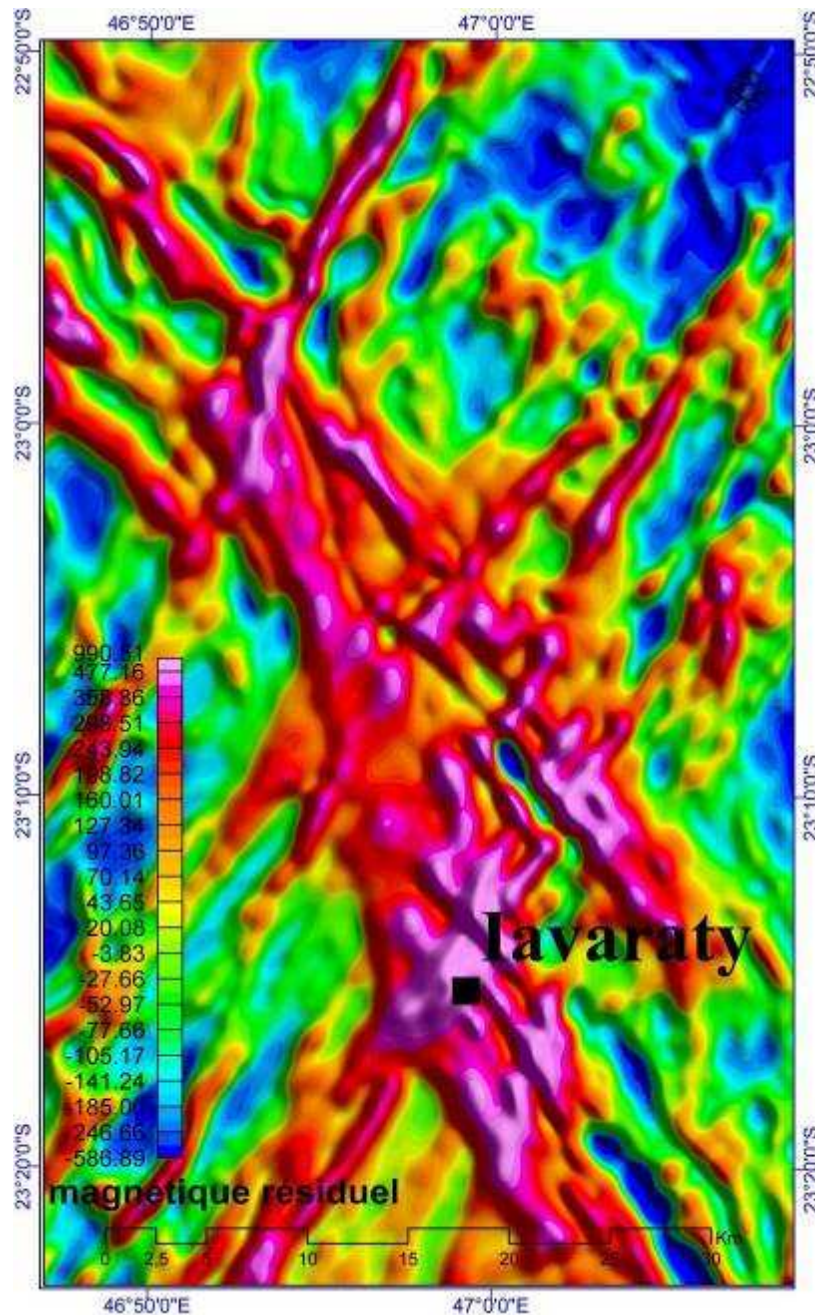


Figure 4.21 : Signature aéromagnétique des dykes kilométriques orientés N 30°, N 140° et N 160°-170°. Les valeurs d'anomalies aéromagnétiques les plus fortes, type « bull eye », sont localisées aux intersections des deux familles de dykes. L'unité est le nTesla.

L'analyse de l'image satellite de haute résolution (quickbird, [www.google map](http://www.google.com/maps)) sur Iavaraty permet d'identifier un domaine où le réseau hydrographique forme des structures circulaires (Fig. 4.22b). L'image satellite (Fig. 4.22b) montre également que la région est très marécageuse, donc quasi inaccessible sur le terrain par des moyens traditionnels.

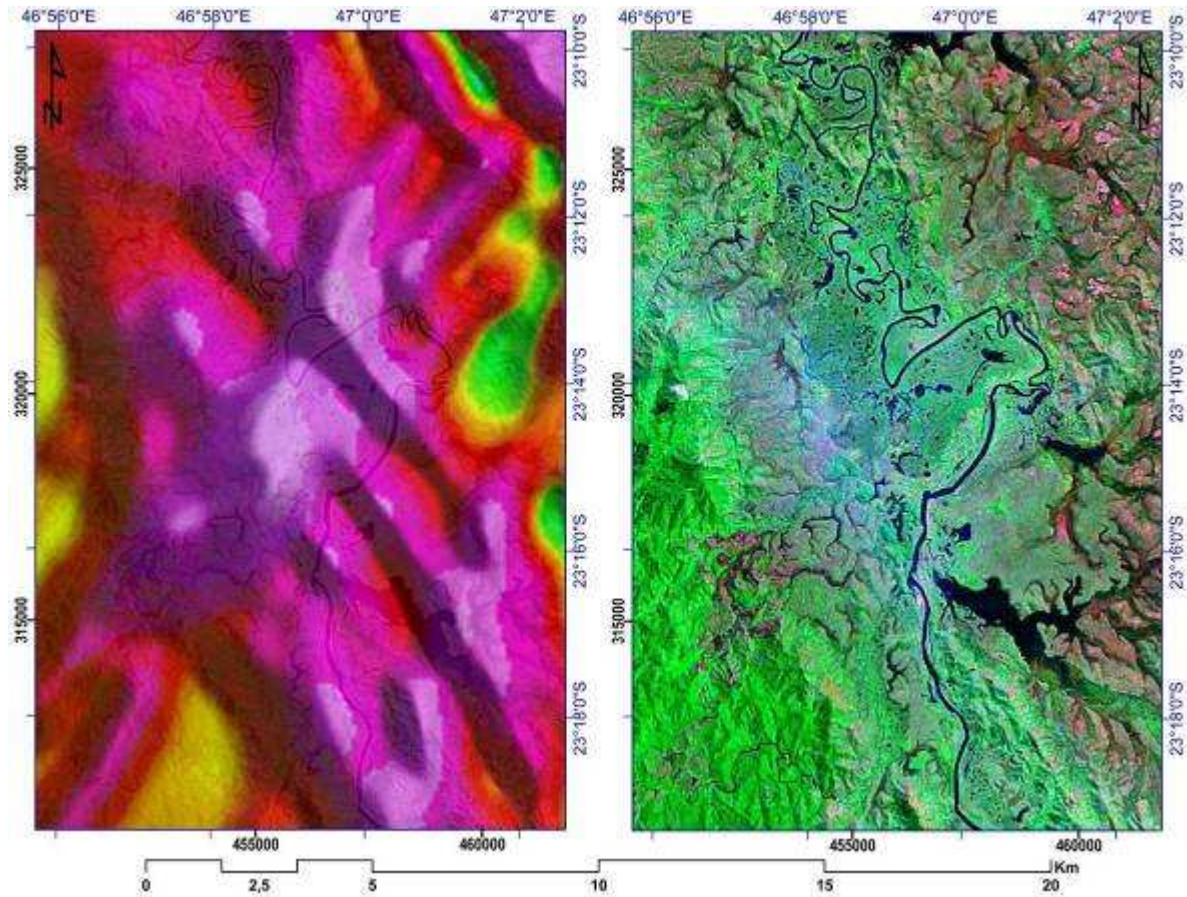


Figure 4.22 : (a) à gauche, Image de détail de la Fig 4.21, **vue rapprochée sur Iavaraty : les « Bull-eyes » s'identifient à l'intersection des dykes N 30° et N 160°.** Le réseau hydrographique est placé en transparence. (b) à droite, **image satellite correspondante :** observer la géométrie en forme circulaire du réseau hydrographique.

5- Mise en évidence de métallotectes spécifiques à Madagascar

Comme on l'a montré dans les chapitres précédents, les facteurs qui contrôlent les minéralisations d'intérêt économique sont variés à Madagascar. Au premier ordre ce contrôle est effectué par la présence d'anisotropies kilométriques qui favorisent :

- (i) les circulations fluides de hauts grades métamorphiques : fluides supercritiques ou magmatiques,
- (ii) la fracturation et la mise en place des magmas potentiellement kimberlitiques.

Parmi les anisotropies qui favorisent les circulations fluides de haute température (faciès amphibolite – faciès granulite) mon travail met en évidence trois types d'anisotropies qui sont, par ordre d'importance; les ZC majeures et mineures; les charnières de plis kilométriques; les limites lithologiques kilométriques. Cette étude confirme l'importance des ZC majeures et mineures qui localisent les circulations de fluides supercritiques ou silicatés, et permettent des déplacements de matière sur plusieurs dizaines de kilomètres. La précision des tracés des limites de ces ZC est alors primordiale à toutes les échelles.

Pour certaine minéralisation, on peut envisager une minéralisation primaire (métamorphique ou métagénétique) ; localisée au sein des ZC comme c'est le cas pour le corindon, le fer et le graphite. Pour ces deux derniers métaux, la source minéralisatrice se situe potentiellement en profondeur comme le montrent les signatures isotopiques du carbone des marbres au sein des ZC (Pili et al., 1997a ; Pili et al., 1997b).

Pour d'autres minéralisations secondaires, il est nécessaire de croiser dans un plan horizontal la position des « sources », par rapport aux ZC. Les minéralisations à U et Th sont liées aux métasédiments très alumineux et aux intrusions magmatiques (granitiques et syénitiques). L'or est lié également aux intrusions granitiques et syénitiques.

Si les sources sont traversées par les ZC kilométriques, ces minéralisations seront mobilisées et concentrées loin de leur source. Des déplacements de plusieurs dizaines de kilomètres sont alors possibles (exemple de l'or). Le rôle des ZC peut être majeur même pour des minéralisations qui ne semblent pas leur être en relation.

Ce déplacement peut être encore compliqué par d'autres processus de remobilisation associés au développement du réseau hydrographique et des failles. Ces processus sont postérieurs aux fonctionnements à haute température des ZC. La connexion géométrique ZC - faille ou ZC - réseau hydrographique voire les deux devra donc être envisagée pour tout site minéralisé.

A l'échelle du Gondwana, la géométrie des ZC majeures constitue également un facteur important car cette géométrie contrôle le développement des systèmes de failles récentes (170 Ma - 90 Ma). On peut réaliser à l'échelle régionale une étude des relations entre : (i) la fracturation liée à l'ouverture du Canal de Mozambique, et (ii) la position des ZC majeures. Par

cette méthode une famille de failles et de dykes orientés (N 160°) parallèles en partie aux ZC majeures (ZC Beraketa – Galana) me paraît potentiellement associée aux intrusions kimberlites diamantifères. Ces directions sont en effet compatibles avec des directions conjuguées de failles et de dykes mozambicains associés à du volcanisme kimberlitique.

A Madagascar la présence de nombreuses anomalies magnétiques de type « bull eyes » à l'intersection de ces dykes N 160° avec des dykes N 170°, N 140° et N 30° et une ZC majeure (ZC Zazafotsy) souligne une ascension plus facile du magma silicaté en cet endroit. L'intersection des dykes ou d'autres anisotropies planaires avec ces dykes N 160° me paraît être un très bon métallotecte des kimberlites diamantifères. De plus à Madagascar, de nombreux creux topographiques circulaires (de 10 m à 2,5 km de diamètre) isolés ou associés en champ ne peuvent être expliqués que par une altération différentielle de roches volcaniques, potentiellement des kimberlites.

Conclusions majeures

A l'issue de ce travail, nous avons réalisé une base de données géologique sous SIG. Cette base de données nous a permis de gérer de nombreuses informations disponibles sur Madagascar (cartes géologiques et topographiques, réseau hydrographique), et de créer de nouvelles cartes par analyses : d'images satellite, d'images topographiques, de données gravimétriques, spectrométriques, aéromagnétiques et de données de terrain. Nous pouvons ainsi (i) éditer de nouvelles cartes géologiques et (ii) croiser des informations géologiques spécifiques individualisées (vectorisées).

En plus de l'analyse statistique des levers structuraux (foliation - pendage) nous avons établies de nouveaux protocoles de restitution graphique originaux sous SIG. Ce type de restitution graphique utilisé habituellement pour l'analyse de textures minérales (Lexa et al. 2005) est complètement applicable à l'échelle régionale. Cette approche nous permet par exemple de quantifier la déformation finie et de mettre en évidence des ZC kilométriques.

Nous mettons en évidence des réseaux de fractures notamment dans les directions : N 60°, N 115°, N 160°. Les directions N 60° et les directions plus rares N 0° correspondent aux failles néogènes et actuelles. Les failles de direction N 115° sont dominantes, elles s'expriment notamment en vallées incisées et lits de rivières. Les directions N 160° sont compatibles avec le développement de grabens dans la région d'Ihosy. Ces deux dernières directions doivent être au plus d'âge post Karoo (170 Ma).

Sur les images gravimétriques et aéromagnétiques nous cartographions des dykes kilométriques ainsi que des régions de concentration de necks principalement orientés dans la direction N 25° et N 120° et plus rarement dans la direction N 160°. Les dykes présentent à la fois des anomalies magnétiques positives et négatives associées respectivement à des dolérites et des microgranites.

L'étude statistique des foliations montre la dominance des orientations N 0° qui correspondent à la direction de l'intensité maximale de la déformation (ZC kilométriques). L'importance des linéaments Nord-Sud est visible sur le signal gravimétrique compatible avec le caractère lithosphérique de ces structures. Je précise la

géométrie de ZC majeures (5 - 15 * >350 km) et de ZC mineures (1-3 * <140 km). Je détaille notamment le contour des ZC majeures de Beraketa, de Zazafotsy, d'Ifanadiana et la prolongation Sud de l'Angavo. Je mets en évidence de nouvelles ZC majeures : d'Ihosalotra, de Vondrozo, et des ZC mineures : Sahalalona, Potobato, Sakeny, Morarano, Lamboany. Ces ZC sont identifiables sur le terrain, soulignées par l'évolution de la transposition des plis kilométriques. Au sein des ZC les roches quartzo – feldspathiques présentent des textures régulières homogènes.

Les ZC Nord-Sud sont localement réorientées en plusieurs endroits et notamment près d'Ihosalotra dans la direction N 160°. L'ensemble de ces foliations réorientées de manière sénestre s'alignent dans la direction N 140°. La structure tectonique régionale (Bongolava – Ranotsara) de direction N 140° cartographiée dans la littérature n'est donc qu'une impression due à la déflexion des ZC d'Ihosalotra, ZC de Beraketa, ZC de Zazafotsy. Il n'existe donc pas de structure ductile ZC de Bongolava – Ranotsara N 140° comparable aux autres ZC kilométriques identifiées à Madagascar. La structure de Ranotsara « fragile » de direction N 140° à l'échelle régionale est une impression de restitution cartographique à petite échelle causée par le relais de failles ≤60 km de long orientées N 115°, N 140° et N 160°. La structure de Ranotsara n'existe donc pas non plus en termes de faille régionale.

Nous avons amélioré la carte lithologique. Le signal magnétique permet de préciser la limite du système magmatique de l'Androy. Le contour des latérites et des bassins sableux à déficit de Th, a été précisé. Nous identifions de nouveaux domaines ultra-potassiques, de signature spectrale équivalente aux syénites du pic Boby. Les métasédiments alumineux sont les roches les plus riches en Th et constituent des ensembles lithologiques kilométriques bien visibles à l'échelle du Sud de Madagascar.

Nous établissons sur le Sud de Madagascar un modèle géométrique en 3D des structures et des ensembles lithologiques. Notre nouvelle carte géologique montre qu'il n'y a pas d'ensembles lithologiques contrastés dont les limites coïncident avec des limites tectoniques majeures. Notre modèle géométrique est compatible avec des ensembles lithologiques présentant des contrastes de compétence. Les ZC se développent préférentiellement dans l'ensemble d'orthogneiss peu alumineux qui est l'ensemble le moins résistant. Les ensembles de métasédiments alumineux et les gneiss migmatitiques à

amphibole sont plus résistants et forment des boudins à différentes échelles. L'ensemble de granites et syénites stratoïdes et gneiss migmatitiques à amphiboles constitue le domaine le plus compétent entre les villes d'Ankaramena et d'Ambalanivo. Il en est de même, à plus petite échelle, de l'ensemble de granites Anosyens entre les villes de Tranomaro et Fort Dauphin.

Nous identifions des anomalies linéaires de concentration en Th qui correspondent aux ZC où se localisent des minéralisations de monazites, xénotymes et uranothorianites. Si l'on considère le caractère incompatible du Th, pour une lithologie comparable (même fertilité), il est un marqueur cartographique de la position des magmas. Au sein des orthogneiss peu alumineux, l'augmentation de la teneur en Th localisée aux ZC souligne donc la concentration des magmas au sein des ZC. Les métasédiments ont une teneur en Th élevée qui est un caractère hérité, ils correspondent à des zones situées en dehors des ZC moins fondues. De la même manière, l'ensemble des zones de cisaillement (exceptée la ZC de Beraketa) sont associées aux valeurs de magnétisme les plus fortes. Ce sont les magnétites, qui peuvent atteindre 18% modal dans les roches, qui sont responsables des valeurs de magnétisme élevées. Il existe aussi des mines de fer localisées dans la ZC d'Ejeda. La ZC de Beraketa montre les valeurs de magnétisme les plus faibles. Cette ZC est en effet riche en graphite et en carbonate. Ainsi les ZC sont le lieu de forte mobilité du Fer avec concentration ou appauvrissement en magnétite.

Dans le cas de la croûte moyenne et inférieure de Madagascar le métamorphisme de haute température (amphibolite faciès de haut degré, granulite faciès) est ubiquiste. La migration des magmas dans les ZC est compatible avec l'advection de chaleur localisée qui peut créer un front de métamorphisme, lequel homogénéise les T° et les âges du métamorphisme sur de très vastes surfaces. Ceci est certainement un des facteurs qui rend difficile la reconnaissance d'ensembles tectonométamorphiques contrastés.

Il existe une forte relation entre la position des ZC majeures et le développement des failles. Dans la région d'Ihosy les ZC orientées N 160° se localisent au cœur des dépressions et sont orientées dans des directions compatibles avec l'orientation des grabens. A l'échelle du Gondwana (à partir d'un nouveau modèle paléogéographique anté ouverture du canal du Mozambique), la géométrie des ZC

majeures (ZC Beraketa – Galana, N 160°) constitue une anisotropie mécanique qui permet le développement de système de faille N 160° et la mise en place de dykes dans la même direction.

Au premier ordre, le contrôle des minéralisations d'intérêt économique (Corindon, Or, Thorianite, Graphite) est lié à la présence d'anisotropies kilométriques qui favorisent : 1- les circulations fluides de hauts grades métamorphiques : fluides supercritiques ou magmatiques, 2- la fracturation et la mise en place des magmas potentiellement kimberlitiques. Parmi les anisotropies qui favorisent les circulations fluides de haute température (amphibolite – granulite faciès) ce travail met en évidence trois types d'anisotropies qui sont par ordre d'importance : les ZC majeures et mineures, les charnières de plis kilométriques, les limites lithologiques kilométriques. Nous montrons, sur l'exemple des minéralisations aurifères, que des déplacements de plusieurs dizaines de kilomètres sont possibles au sein des ZC. Le rôle des ZC peut donc être majeur même pour des minéralisations qui ne semblent pas en relation avec elles. La connexion géométrique ZC - faille ou ZC - réseau hydrographique voire les deux devra donc être envisagée pour tout site minéralisé.

Les nombreuses anomalies magnétiques de type « bull eye » présentes à l'intersection des dykes N 160° avec des dykes N 170°, N 140° et N 30° et une ZC majeure (ZC Zazafotsy), soulignent une ascension du magma silicaté plus facile en ces endroits spécifiques. L'intersection de dykes ou d'autres anisotropies planaires et ces dykes N 160° crée un très bon métallotecte des kimberlites diamantifères spécifique à Madagascar. De plus, à Madagascar, de nombreux creux topographiques circulaires (de 10 m à 2.5 km de diamètre), isolés ou associés en champ, ne peuvent être expliqués que par une altération différentielle de roche volcanique compatible avec la présence de diatrèmes de kimberlite.

Bibliographie

A

- Acharyya, S. K. (2000). "Break Up of Australia-India-Madagascar Block, Opening of the Indian Ocean and Continental Accretion in Southeast Asia With Special Reference to the Characteristics of the Peri-Indian Collision Zones." Gondwana Research **3**(4): 425-443.
- Airo, M. L. and S. Mertanen (2008). "Magnetic signatures related to orogenic gold mineralization, Central Lapland Greenstone Belt, Finland." Journal of Applied Geophysics **64**(1-2): 14-24.
- Andreoli, M. A. G., R. J. Hart, L. D. Ashwal and H. Coetzee (2006). Correlations between U, Th Content and Metamorphic Grade in the Western Namaqualand Belt, South Africa, with Implications for Radioactive Heating of the Crust. **47**: 1095-1118.
- Andriamarohafatra, J. and H. De La Boisse (1986). "Premières datations sur zircon du métamorphisme granulitique dans le Sud-est de Madagascar." 11ème Réunion des sciences de la terre, Clermont-Ferrand: 1-3.
- Andriamarohafatra, J., H. De La Boisse and C. Nicollet (1990). "Datation U-Pb sur monazites et zircon du dernier épisode tectono-métamorphique granulitique majeur dans le Sud-Est de Madagascar." C.R. Acad.Sci.Paris **310**: 1643 -1648.
- Andriambololona, Y. H. (1995). "Le contrôle structurale des minéralisations dans la croûte inférieure: exemple des gisements de phlogopites du sud de Madagascar." Mémoire de DEA, Université d'Antananarivo, Madagascar: 1 - 86.
- Andriamirado, C. R. (1971). "Recherches paléomagnétiques sur Madagascar. résultats et interprétations dans le cadre de la dislocation de la partie occidentale du Gondwana." unpublished Thesis, University of Strasbourg: 1-350.
- Andriamirado, R. (1976). "Le paléomagnétisme des principales formations volcaniques crétacées de Madagascar." Publications Orstom, Géophysique: 1 - 15.
- Andrianaivo, L., V. Ratrimo and S. Rakotondraompiana (2005). "contribution of geoinformation technology and Remote sensing analysis in geological exploration and in estimation of the amounts of mineral resources in south of Madagascar." Symposium AARSE Egypt: 1 - 8.
- Archibald, N. and F. Boschetti (1999). "Multiscale edge analysis of potential field data." Explor. Geophys., **30**: 38 - 44.
- Arthaud, F., J. C. Grillo and M. Raunet (1989). "Mise en évidence d'une néotectonique en distension N - S. à Madagascar. (Hauts Plateaux)." C.R. Acad.Sci.Paris **309**: 125 - 128.

Arthaud, F., J. C. Grillot and M. Raunet (1990). "La tectonique cassante à Madagascar: son incidence sur la géomorphologie et les écoulements." Canadian Journal of Earth Sciences **27**: 1394 - 1407.

Ashwal, L. D., D. Lewis and R. D. Tucker (1999). "Geology of Madagascar: A Brief Outline." Gondwana Research **2**(3): 335-339.

Aubourg, C., G. Tshoso, B. Le Gall, H. Bertrand, J. J. Tiercelin, A. B. Kampunzu, J. Dymont and M. Modisi (2008). "Magma flow revealed by magnetic fabric in the Okavango giant dyke swarm, Karoo igneous province, northern Botswana." Journal of Volcanology and Geothermal Research **170**(3-4): 247-261.

B

Baillargeon, S. (2005). "Le Krigage: revue de la théorie et application à l'interpolation spatiale de données de précipitations." Mémoire pour l'obtention du grade de Maître ès sciences, Faculté des sciences et de génie, Université Laval, Québec: 128.

Bakoariniaina, L. N., T. Kusky and T. Raharimahefa (2006). "Disappearing Lake Alaotra: Monitoring catastrophic erosion, waterway silting, and land degradation hazards in Madagascar using Landsat imagery." Journal of African Earth Sciences **44**(2): 241-252.

Bardintzeff, J. M., B. Bonin and G. Rasamimanana (2001). "The Cretaceous morondava volcanic province (West Madagascar): mineralogical, petrological and geochemical aspects." Journal of African Earth Sciences **32**(2): 299-316.

Batumike, J. M., S. Y. O'Reilly, W. L. Griffin and E. A. Belousova (2007). "U-Pb and Hf-isotope analyses of zircon from the Kundelungu Kimberlites, D.R. Congo: Implications for crustal evolution." Precambrian Research **156**(3-4): 195-225.

Bauernhofer, A. H. (2003). "Tectonic ambience of early to late Pan-African structures from the Mozambique belt in SE-Kenya and NE-Tanzania." unpublished doctoral thesis, University Graz: 1-135.

Bazot, G. (1976). "Les formations précambriennes du sud de Madagascar et leurs minéralisations." Unpublished Thesis **1&2**: 1-634.

Bea, F., C. P. Marshall and R. W. Fairbridge (1999). "Uranium." Encyclopedia of Geochemistry, Kluwer academic Publishers, London: 712.

Berger, A., E. Gnos, G. Schreurs, A. Fernandez and M. Rakotondrazafy (2006). "Late Neoproterozoic, Ordovician and Carboniferous events recorded in monazites from southern-central Madagascar." Precambrian Research **144**(3-4): 278-296.

Berman, R. G. (1991). "Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological application." Canadian Mineralogy **29**: 833-856.

- Bertil, D. (1996). "Sismicité instrumentale de Madagascar et hypothèses sur les réactivations tectoniques récentes." Résumé, Colloque "le Rifting Malgache", Antananarivo 24- 25 juin, académie nationale des Arts, des Lettres et des Sciences, Tsimbazaza, Antananarivo: 11-18.
- Bertil, D. and J. M. Regnault (1998). "Seismotectonics of Madagascar." Tectonophysics **294**(1-2): 57-74.
- Besairie, H. (1970). "Carte Géologique de Madagascar, scale 1/500.000,." Service Géologique de Madagascar, Antananarivo **Color (3 sheets)**.
- Besairie, H. (1971). "Carte géologique de Madagascar, scale: 1/100.000, feuilles: I,J,K,L,M,N,O,P,Q - 54,55,56,57,58,59,60 & notices explicatives." Service Géologique de Madagascar, Antananarivo.
- Bésairie, H. (1967). "The precambrian of Madagascar." In: Rankama (Ed), The precambrian. Intescence Publ., London: 9.
- Bishop, T. F. A. and R. M. Lark (2006). "The geostatistical analysis of experiments at the landscape-scale." Geoderma **133**(1-2): 87-106.
- Blakely, R. J. (1995). "Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications." Cambridge University Press: 1-441.
- Bobbia, M., F. Mietlicki and C. Roth (2000). "Surveillance de la qualité de l'air par cartographie: l'approche géostatistique." prix du meilleur poster INRETS 2000, Avignon, France: 1.
- Boger, S. D. and J. M. Miller (2004). "Terminal suturing of Gondwana and the onset of the Ross-Delamerian Orogeny: the cause and effect of an Early Cambrian reconfiguration of plate motions." Earth and Planetary Science Letters **219**(1-2): 35-48.
- Bonnemaison, M. and E. Marcoux (1990). "Auriferous mineralization in some shear-zones: A three-stage model of metallogenesis." Mineralium Deposita **25**(2): 96-104.
- Boschetti, F. (2005). "Improved edge detection and noise removal in gravity maps via the use of gravity gradients." Journal of Applied Geophysics **57**(3): 213-225.
- Boulanger, J. (1954). "Contribution à la géologie du socle Malgache. Etude géologique des formations cristallines de la région de Vohibory." Thèse d'ingénieur -docteur, Université de Nancy: 194.
- Boulanger, J. (1956). "Les massifs d'anorthosito-norites du Sud de Madagascar et leur minéralisation de ferri-ilménite." Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie **LXXIX**: 314-317.

- Boulanger, J. (1957). "Système volcanique fissural du pays Mahafaly (SW de Madagascar)." Bulletin de la Société Géologique de France **6e série, VII**: 529-537.
- Boulvais, P., S. Fourcade, G. Gruau, B. Moine and M. Cuney (1998). "Persistence of pre-metamorphic C and O isotopic signatures in marbles subject to Pan-African granulite-facies metamorphism and U-Th mineralization (Tranomaro, Southeast Madagascar)." Chemical Geology **150**(3-4): 247-262.
- Boulvais, P., S. Fourcade, B. Moine, G. Gruau and M. Cuney (2000). "Rare-earth elements distribution in granulite-facies marbles: a witness of fluid-rock interaction." Lithos **53**(2): 117-126.
- Bournas, N., A. Galdeano, M. Hamoudi and H. Baker (2003). "Interpretation of the aeromagnetic map of Eastern Hoggar (Algeria) using the Euler deconvolution, analytic signal and local wavenumber methods." Journal of African Earth Sciences **37**(3-4): 191-205.
- BPGRM (2006). "Produits en vente - List of Products." <http://www2.gaf.de/bpgrm/>.
- Brochu, Y., D. Marcotte and R. P. Chapuis (2002). "Kriging of hydraulic head field for a confinde aquifer." GEOENV2002 **2**.
- Buchwaldt, R., R. D. Tucker and R. F. Dymek (2003). "Geothermobarometry and U-Pb Geochronology of metapelitic granulites and pelitic migmatites from the Lokoho region, Northern Madagascar." American Mineralogist **88**: 1753-1768.
- Bumby, A. J. and R. Guiraud (2005). "The geodynamic setting of the Phanerozoic basins of Africa." Journal of African Earth Sciences **43**(1-3): 1-12.
- Büyüksaraç, A. (2007). "Investigation into the regional wrench tectonics of inner East Anatolia (Turkey) using potential field data." Physics of The Earth and Planetary Interiors **160**(1): 86-95.

C

- Cagnard, F., N. Durrieu, D. Gapais, J. P. Brun and C. Ehlers (2006). "Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times." Terra Nova **18**: 72 - 78.
- Cattala, L. (1954). "Interprétation tectonique de la gravimétrie du sud de Madagascar." Annales Institut Madagascar **Serie D**(tome VI).
- Cattala, L. (1961). "carte de la déclinaison magnétique à Madagascar pour le 1er juillet 1958,." Antananarivo, Service Géologique de Madagascar, échelle 1/20500 000.
- Catuneanu, O., H. Wopfner, P. G. Eriksson, B. Cairncross, B. S. Rubidge, R. M. H. Smith and P. J. Hancox (2005). "The Karoo basins of south-central Africa." Journal of African Earth Sciences **43**(1-3): 211-253.

- Chan Peng, J. C. (2003). "Modalités de formation des gisements d'émeraude de la région de Mananjary - Est de Madagascar." unpublished thesis, Université Toulouse III - Paul Sabatier: 1-171.
- Chand, S. and C. Subrahmanyam (2003). "Rifting between India and Madagascar - mechanism and isostasy." Earth and Planetary Science Letters **210**(1-2): 317-332.
- Chardon, D. and D. Gapais (2009). "Wide hot orogens and flow regimes of weak lithospheres: a Precambrian perspective." EGU General Assembly 2008. to be published in Special issue of Tectonophysics 2009: "Hot orogens".
- Chennouf, T., D. Khattach, A. Milhi, P. Andrieux and P. Keating (2007). "Principales lignes structurales du Maroc nord-oriental : apport de la gravimétrie." Comptes Rendus Geosciences **339**(6): 383-395.
- Chilès, J. P. (2004). "La modélisation géostatistique de la variabilité spatiale et ses applications." Mémoires des sciences de la terre, Habilitation à diriger des recherches, académie de paris, Université Pierre et Marie Curie: 1-60.
- Chopin, G. R. (1988). "Humics and radionuclide migration." Radiochimica Acta **44/45**: 5.
- Chorowicz, J. (2005). "The East African rift system." Journal of African Earth Sciences **43**(1-3): 379-410.
- Chorowicz, J., J. M. Bardintzeff, G. Rasamimanana, P. Chotin, C. Thouin and J. P. Rudant (1997). "An approach using SAR ERS images to relate extension fractures to volcanic vents: examples from iceland and Madagascar." Tectonophysics **271**(3-4): 263-283.
- Clark, D. A. (1997). "Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys." Journal of Australian Geology and Geophysics. **17**(2): 83-103.
- Clark, R. N. (1993). "The USGS Digital Spectral Library." USGS Open file report, Reston, Virginia: 1-499.
- Clement, C. R. and E. M. W. Skinner (1979). "A textural-genetic classification of kimberlite rocks." Kimberlite symposium II, Cambridge, Extended Abstract.
- Clifford, J., C. P. Mugnier and C.M.S. (2000). "Grids and Datums: The Republic of Madagascar." Photogrammetric engineering and Remote Sensing (COLUMN): 142-145.
- Coffin, M. and R. P. (1988). "Evolution of the conjugate East African-Madagascar margins and the western Somali Basin." Geological Society of America special paper **226**: 1-78.

- Collins, A. S. (2000). "The Tectonic Evolution of Madagascar: Its Place in the East African Orogen." Gondwana Research **3**(4): 549-552.
- Collins, A. S. (2006). "Madagascar and the amalgamation of Central Gondwana." Gondwana Research **9**(1-2): 3-16.
- Collins, A. S., A. Kroner, I. C. W. Fitzsimons and T. Razakamanana (2003). "Detrital footprint of the Mozambique ocean: U-Pb SHRIMP and Pb evaporation zircon geochronology of metasedimentary gneisses in eastern Madagascar." Tectonophysics **375**(1-4): 77-99.
- Collins, A. S. and S. A. Pisarevsky (2005). "Amalgamating eastern Gondwana: The evolution of the Circum-Indian Orogens." Earth-Science Reviews **71**(3-4): 229-270.
- Collins, A. S., M. Santosh, I. Braun and C. Clark (2007). "Age and sedimentary provenance of the Southern Granulites, South India: U-Th-Pb SHRIMP secondary ion mass spectrometry." Precambrian Research **155**(1-2): 125-138.
- Cox, R., R. A. Armstrong and L. D. Ashwal (1998). "Sedimentology, geochronology and provenance of the proterozoic Itremo Group, central Madagascar, and implications for pre-Gondwana paleogeography." Journal of geological Society of London. **155**: 1009-1024.

D

- Dana, P. H. (1999). "Geodetic Datum Overview, <http://www.colorado.edu/geography/gcraft/notes/datum/datum.html>."
- Daso, A. (1986). "Géologie d'une plateforme carbonatée métamorphique: vallée de la Sahatany - centre de Madagascar." unpublished thesis, Université Paul sabatier, Toulouse.: 1-210.
- De Wit, M. J. (2003). "Madagascar: heads it's a Continent, tails it's an Island." Annual Review Earth and Planetary Sciences **31**: 213-248.
- De Wit, M. J., S. A. Bowring, L. D. Ashwal, L. G. Randrianasolo, V. P. I. Morel and R. A. Rabeloson (2001). "Age and tectonic evolution of neoproterozoic ductile shear zones in southwestern Madagascar, with implications for Gondwana studies." Tectonics **20**: 1-45.
- Dickson, B. and T. G. (2000). "Maximum noise fraction method reveals detail in aerial gamma-ray surveys." Exploration Geophysics **31**: 73-77.
- Dickson, B. L. (2004). "Recent advances in aerial gamma-ray surveying." Journal of Environmental Radioactivity **76**(1,2): 225-236.

Dickson, B. L., S. J. Fraser and A. Kinsey-Henderson (1996). "Interpreting aerial gamma-ray surveys utilising geomorphological and weathering models." Journal of Geochemical Exploration **57**(1-3): 75-88.

Dickson, B. L. and K. M. Scott (1997). "Interpretation of aerial gamma-ray surveys adding the geochemical factors." AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics **17**(2): 187-200.

Duncan, R. A., Hooper, P.R., rehacek, J., Marsh,J.S., (1997). "The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana." Journal of Geophysical Research **102**(18): 127-138.

E

Emmel, B., M. Geiger and J. Jacobs (2006). "Detrital apatite fission-track ages in Middle Jurassic strata at the rifted margin of W Madagascar--indicator for a protracted resedimentation history." Sedimentary Geology **186**(1-2): 27-38.

Emmel, B., Jöns,N., Kröner,A., Jacobs,J.,Wartho,J.A., Schenk,V., Razakamanana,T., & Austegard,A., (2008). "From closure of the Mozambique Ocean to Gondwana breakup: New Evidence from Geochronological Data of the Vohibory Terrane, Southwest Madagascar." The journal of Geology **116**: 21-38.

Everaerts, M. and J. L. Mansy (2001). "Le filtrage des anomalies gravimétriques; une clé pour la compréhension des structures tectoniques Bolonais et de l'Artois." Bulletin de la Société Géologique de France **3**: 267-274.

F

Fernandez, A. (2003). "Tectono-metamorphic evolution of itremo group (central Madagascar)." Unpublished Thesis Université Bern: 1-259.

Fernandez, A., S. Huber, G. Schreurs, I. Villa and M. Rakotondrazafy (2001). "Tectonic Evolution of the Itremo Region (Central Madagascar) and Implications for Gondwana Assembly." Gondwana Research **4**(2): 165-168.

Fernandez, A., G. Schreurs, I. M. Villa, S. Huber and M. Rakotondrazafy (2003). "Age constraints on the tectonic evolution of the Itremo region in Central Madagascar." Precambrian Research **123**(2-4): 87-110.

Field, M., J. Stiefenhofer, J. Robey and S. Kurszlauskis (2008). "Kimberlite-hosted diamond deposits of southern Africa: A review." Ore Geology Reviews **34**(1-2): 33-75.

Ford, K., P. Keating and M. D. Thomas (2007). "Overview of geophysical signatures associated with canadian ore deposits." Geological Survey of Canada, http://gsc.nrcan.gc.ca/mindep/method/geophysics/index_e.php: 1-21.

Foster, A., Jackson, J.A., (1998). "Source parameters of large African earthquakes: implications for crustal rheology and kinematics." Geophysic Journal International **134**: 422-448.

Foucault, A., Raoult, J.F. (2001). "Dictionnaire de Géologie." MASSON SCIENCES **5ème Edition**: 1-380.

Fournou, J. P. and J. Roussel (1991). "Mise en évidence par inversion de données télésismiques d'une zone de faiblesse crustale dans la région centrale de Madagascar." C.R. Acad.Sci.Paris **312**: 1147-1153.

Fournou, J. P. and J. Roussel (1993). "Topographie du Moho sous les hautes terres de Madagascar déduite de l'inversion de données gravimétriques." Comptes Rendus à l'Académie des Sciences Paris **serie II(316)**: 69-75.

Fournou, J. P. and J. Roussel (1994). Imaging of the Moho depth in Madagascar through the inversion of gravity data: geodynamic implications. **6**: 512-519.

G

Gabtni, H. (2005). "Apport de la gravimétrie à l'étude des structures profondes du Sahel de Tunisie (cas de la région de Kairouan-Sousse-Monastir)." Comptes Rendus Geosciences **337(16)**: 1409-1414.

Gad, S. and T. Kusky (2007). "ASTER spectral ratioing for lithological mapping in the Arabian-Nubian shield, the Neoproterozoic Wadi Kid area, Sinai, Egypt." Gondwana Research **11(3)**: 326-335.

Ganga, J., A. Y. Rotman and S. Nosiko (1988). "Pipe Catoca, an Exemple of the Weakly Eroded Kimberlites From North-East of Angola." 8th International Kimberlite Conference Long Abstract: 1- 4.

García-Lobón, J. L., C. Rey-Moral and C. Ayala (2006). "Comprehensive petrophysics of rocks from the Monesterio Antiform (Ossa Morena Zone, SW Spain)." Journal of Applied Geophysics **59(3)**: 190-204.

Geiger, M., D. N. Clark and W. Mette (2004). "Reappraisal of the timing of the breakup of Gondwana based on sedimentological and seismic evidence from the Morondava Basin, Madagascar." Journal of African Earth Sciences **38(4)**: 363-381.

Geiger, M., Schweigert, G., (2006). "Toarcian-Kimmeridgian depositional cycles of the south-western Morondava Basin along the rifted continental margin of Madagascar." Facies **52**: 85-112.

Geosoft (2004). "principal Component Analysis (PCA) and factor Analysis in Oasis Montaj, Noise Adjustment singular Value (NASVD) and Maximum Noise Factor (MNF) applications." Geosoft Technical note: 1-12.

- Gioan, P., J. Rasendrasoa, J.-M. Bardintzeff and G. Rasamimanana (1996). "Nouvelles données pétrographiques et structurales sur le magmatisme du Sud du bassin de Morondava (Sud-Ouest de Madagascar)." Journal of African Earth Sciences **22**(4): 597-608.
- Giraud, P. (1958). "Les roches basiques de la région d'Andriamena à Madagascar et leur minéralisation chromifère." Unpublished thesis, Faculté des sciences, Université de Clermont: 1-210.
- Giuliani, G., A. Fallick, M. Rakotondrazafy, D. Ohnenstetter, A. Andriamamonjy, T. Ralantoarison, S. Rakotosamizanany, M. Razanatseheno, Y. Offant, V. Garnier, C. Dunaigre, D. Schwarz, A. Mercier, V. Ratrimo and B. Ralison (2007). "Oxygen isotope systematics of gem corundum deposits in Madagascar: relevance for their geological origin." Mineralium Deposita **42**(3): 251-270.
- Goncalves, P., C. Nicollet and J. M. Lardeaux (2000). "In-situ electron microprobe monazite dating of the complex retrograde evolution of UHT granulites from Andriamena (Madagascar): apparent petrographical path vs. PTt path." Geological Society of America Annual Meeting-Reno (USA) (2000), Geological Society of America Abstracts with Programs, v.32.
- Goncalves, P., C. Nicollet and J. M. Lardeaux (2003). "Finite Strain Pattern in Andriamena unit (North-Central Madagascar): Evidence for Late Neoproterozoic-Cambrian Thrusting during Continental Convergence." Precambrian Research **123**: 135-157.
- Goncalves, P., C. Nicollet and J. M. Montel (2004). "Petrology and in situ U-Th-Pb monazite geochronology of ultrahigh-temperature metamorphism from the Andriamena mafic unit, north-central Madagascar. Significance of a petrographical P-T path in a polymetamorphic context." Journal of Petrology **45**(10): 1923-1957.
- GRACE (2003). "GRACE Gravity Map Image Gallery." <http://www.csr.utexas.edu/grace/gallery/gravity/>.
- Gratton, Y. (2002). "Le Krigeage: la méthode optimale d'interpolation spatiale. ." Les articles de l'Institut d'Analyse Géographique. Disponible en ligne, (Page consultée le 05 juillet 2008).
- Grauch, V. J. S. (2001). "High-resolution aeromagnetic data, a new tool for mapping intrabasinal faults: Example from Albuquerque basin, New Mexico." Geology **29**(4): 3.
- Green, A. A., M. Berman, P. Switzer and M. D. Craig (1988). "A transformation for ordering multispectral data in terms of image quality with implications for noise removal." Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on **26**(1): 65-74.
- Gregoire, V. (1999). "Caractérisation pétrostructurale du socle précambrien de Madagascar (pays Betsileo, province de Fianarantsoa). Méthodologie et

implications géodynamiques " Thèse nouveau doctorat, Université de Toulouse 3: 1-204.

Grégoire, V., A. Nédélec, P. Monié, J.-M. Montel, J. Ganne and B. Ralison (2009). "Structural reworking and heat transfer related to the late-Panafrican Angavo shear zone of Madagascar." Tectonophysics.

Grove, C. I., Hook, S.J. & Paylor, E.D., (1992). "Laboratory reflectance of 160 minerals, 0.4 to 2.5 micrometers." National Aeronautics and Space Administration City of publication 1: 1-355.

Groves, D., R. J. Goldfarb, F. Robert and C. J. R. Hart (2003). "Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance " Economic Geology 98: 1-29.

Guerrot, C., A. Cocherie and M. Ohnenstetter (1993). "Origin and evolution of the west Andriamena Pan African mafic- ultramafic complexes in Madagascar as shown by U-Pb, Nd isotopes and trace elements constraints." Terra Abstracts 5: 387.

Guillot, G. (2004). "Introduction à la géostatistique." Notes de cours en deuxième années, Institut national agronomique de Paris-Grignon: 1-35.

Guitreau, M. (2008). "Les olivines des kimberlites." Rapport de stage de Master Recherche, Ecole Normale Supérieure de Lyon / Université Claude Bernard Lyon 1: 26.

Gurney, J. J., H. H. Helmstaedt, A. P. Le Roex, T. E. Nowicki, S. H. Richardson and K. J. Westerlund (2005). "Diamonds: Crustal Distribution and Formation Processes in Time and Space and an Integrated Deposit Model." Economic Geology Economic Geology 100th Anniversary Volume: 34.

H

Handke, M. J., R. D. Tucker and L. D. Ashwal (1999). "Neoproterozoic continental arc magmatism in west-central Madagascar." Geology 27(4): 351-354.

Hauzenberger, C. A., A. H. Bauernhofer, G. Hoinkes, E. Wallbrecher and E. M. Mathu (2004). "Pan-African high pressure granulites from SE-Kenya: Petrological and geothermobarometric evidence for a polycyclic evolution in the Mozambique belt." Journal of African Earth Sciences 40(5): 245-268.

Hawthorne, J. B., J. Carrington, C. R. Clement, W. Michael and W. Skinner (1979). "Geology of the Dokolwayo Kimberlite and Associated Palaeo-Alluvial Diamond Deposits." Kimberlites, diatrèmes, and Diamonds: their Geology, Petrology, and Geochemistry; Proceedings of the Second International Kimberlite Conference 1: 59 -70.

Holmes, A. (1951). The sequence of pre-Cambrian orogenic belts in south and central Africa. 18th International Geological Congress. K. S. Sandford and F. Blondel. London, Association of African Geological Surveys. **14**: 254-269.

Hottin, G. (1972). "Représentation schématique du volcanisme, de la tectonique cassante, et des formations précambriennes de Madagascar, scale 1/2.000.000,." Carte publiée par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières: carte en couleur

Hottin, G. (1976). "Présentation et essai d'interprétation du Précambrien de Madagascar." Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. **4**: 117-153.

Hou, G., M. Santosh, X. Qian, G. S. Lister and J. Li (2008). "Configuration of the Late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: Insights from radiating mafic dyke swarms." Gondwana Research **14**(3): 395-409.

Huber, S. (2000). "Geologie und Geochronologie der ltremo Sedimente im Gebiet des Mont Ibity (Zentral Madagaskar)." unpublished thesis, Université de Bern: 1-104.

Hunt, C. P., B. M. Moskowitz and S. K. Banerjee (1995). "Magnetic Properties of Rocks and Minerals." Rock physics and Phase relations. A Handbook of physical Constants. AGU. **3**: 189-204.

I

International Atomic Energy Agency (2003). "Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data." IAEA, Vienna - TECDOC - 1363: 1-173.

Inzana, J., T. Kusky, G. Higgs and R. D. Tucker (2003). "Supervised classifications of Landsat TM band ratio images and Landsat TM band ratio image with radar for geological interpretations of central Madagascar." Journal of African Earth Sciences **37**(1-2): 59-72.

J

Jaffal, M., J.-P. Lefort and A. Kchikach (2003). "Étude gravimétrique de la ceinture archéenne de roches vertes de Kuhmo (Finlande orientale)Gravity study of the Kuhmo Archean greenstone belt (eastern Finland)." Comptes Rendus Geosciences **335**(12): 881-887.

Janse, A. J. A. and P. A. Sheahan (1995). "Catalogue of world wide diamond and kimberlite occurrences: a selective and annotative approach." Journal of Geochemical Exploration **53**(1-3): 73-111.

Jayananda, M., D. Chardon, J. J. Peucat and R. Capdevila (2006). "2.61 Ga potassic granites and crustal reworking in the western Dharwar craton, southern India: Tectonic, geochronologic and geochemical constraints." Precambrian Research **150**(1-2): 1-26.

Jessell, M., J. L. Bouchez, J. Darrozes and E. Maire (2003). "Geological interpretation of airborne geophysical data sets." Geological Society of France, Special Meeting.

Jöns, N. (2006). "Metamorphic events during the formation of the East African Orogen: case studies from Madagascar and Tanzania." Unpublished thesis, Université Christian - Albrechts, Kiel: 1-199.

Jons, N., V. Schenk, P. Appel and T. Razakamanana (2006). Two-stage metamorphic evolution of the Bemarivo Belt of northern Madagascar: constraints from reaction textures and in situ monazite dating. **24**: 329-347.

Joo, J. (1972). "Le mica industriel de Madagascar. Contexte métallogénique et conjoncture économique." Thesis Univ. Clermont-Ferrand: 1-424.

Jourdan, F., G. Feraud, H. Bertrand, M. K. Watkeys and P. R. Renne (2007). "Distinct brief major events in the Karoo large igneous province clarified by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on the Lesotho basalts." Lithos **98**(1-4): 195-209.

K

Kabete, J., D. Groves, N. McNaughton and J. Dunphy (2006). "The geology, SHRIMP U-Pb geochronology and metallogenic significance of the Ankisatra-Besakay District, Andriamena belt, northern Madagascar." Journal of African Earth Sciences **45**(1): 87-122.

Katz, M. B. (1972). "On the origin of Ratnapura-type gem deposits of Ceylan." Economic Geology **67**: 113-115.

Key, R. M., G. Pouliquen, O'Connor, P. Pitfield and D. Schofield (2008). "Identifying Mesozoic fractures in Madagascar that may control kimberlite emplacement during the Cretaceous. Is this a valid exploration technique?" Communication, Symposium in Madagascar, July 2008 ppt file: 26.

Kinabo, B. D., J. P. Hogan, E. A. Atekwana, M. G. Abdelsalam and M. P. Modisi (2008). "Fault growth and propagation during incipient continental rifting: Insights from a combined aeromagnetic and Shuttle Radar Topography Mission digital elevation model investigation of the Okavango Rift Zone, northwest Botswana." Tectonics **27**(TC3013): 1-16.

Kouamé, K. F., P. Gioan, J. Biémi and K. Affian (1999). "Méthode de cartographie des discontinuités images extraites d'images satellitaires (exemple de la région semi-montagneuse à l'Ouest de la Côte d'Ivoire)." Télédétection **1**(2): 139-156.

Kouame, K. F., M. J. Penven, B. H. Kouadio, M. B. Saley and C. C. Gronayes (2006). "Contribution des images ASTER et d'un Modèle Numérique d'Altitude à la cartographie morphostructurale du massif des Toura (Ouest de la Côte d'Ivoire)

" Télédétection **6**(2): 53-67.

Kröner, A. and U. Cordani (2003). "African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology." Tectonophysics **375**(1-4): 325-352.

Kröner, A., E. Hegner, A. S. Collins, B. F. Windley, T. S. Brewer, T. Razakamanana and R. T. Pidgeon (2000). "Age and magmatic history of the Antananarivo block, central Madagascar, as derived from zircon geochronology and Nd isotopic systematics." American Journal of Science **300**: 251-288.

Kumar, P. S. and G. K. Reddy (2004). "Radioelements and heat production of an exposed Archaean crustal cross-section, Dharwar craton, south India." Earth and Planetary Science Letters **224**(3-4): 309-324.

Kutina, J. (1972). "La tectonique de Madagascar et son rôle dans la métallogénie et l'exploration minérale. ." rapport Service géologique de Madagascar, Antananarivo, Madagascar.: 1-42.

L

Lapointe, M. (2005). "Comprendre et effectuer des projections en cartographie numérique. (ArcView 3.2, ArGis 8.x et ArcGis 9.x)." Receuil de cours, Faculté de Foresterie et de géomatique, Département des sciences du bois et de la forêt.: 1-25.

Lardeaux, J. M., J. E. Martelat, C. Nicollet, E. Pili, R. Rakotondrazafy and H. Cardon (1999). "Metamorphism and tectonic in southern Madagascar : an overview." Gondwana Research **2**: 355-362.

Lau, I. C. (2004). "Regolith-Landform and mineralogical mapping of the White Dam Prospect, eastern Olary Domain, South australia, using integrated remote sensing and spectral techniques." Ph.D. thesis, University of Adelaide, Australia: 1-330.

Laville, E., A. Piqué, J. C. Plaziat, P. Gioan, R. Rakotomalala, Y. Ravololonirina and E. Tidahy (1998). "Le fossé méridien d'Ankay-Alaotra, témoin d'une extension crustale récente et actuelle à Madagascar." Bulletin de la Société Géologique de France **169**(6): 775-788.

Le Gall, B., G. Tshoso, F. Jourdan, G. Feraud, H. Bertrand, J. J. Tiercelin, A. B. Kampunzu, M. P. Modisi, J. Dymont and M. Maia (2002). "40Ar/39Ar geochronology and structural data from the giant Okavango and related mafic dyke swarms, Karoo igneous province, northern Botswana." Earth and Planetary Science Letters **202**(3-4): 595-606.

Levat, M. D. (1912). "Richesses minérales de Madagascar." Rapport au Ministre des colonies et au Gouverneur général de Madagascar et dépendances.: 1-340.

Lewis, M. (1998). "Numeric classification as an aid to spectral mapping vegetation communities." plant Ecology **136**(2): 133.

Lexa, O., P. Štípská, K. Schulmann, L. Baratoux and A. Kröner (2005). "Contrasting textural record of two distinct metamorphic events of similar P-T conditions and different durations." Journal of Metamorphic Geology **23**(8): 649-666.

M

Maarten, J. and M. J. De Wit (2003). "Madagascar: Heads It's a Continent, Tails It's an Island." Annual reviews Earth Planet Sciences **31**: 213-244.

Mahoney, J. J., C. Nicollet and D. C. (1991). "Madagascar Basalts: tracking oceanic and continental sources." Earth and Planetary Science Letters **104**: 350-363.

Martelat, J.-E., J.-M. Lardeaux, C. Nicollet and R. Rakotondrazafy (2000). "Strain pattern and history of the southern Madagascar." Precambrian Research **102**: 1-20.

Martelat, J.-E., C. Nicollet, J.-M. Lardeaux, G. Vidal and R. Rakotondrazafy (1997). "Lithospheric tectonic structures developed under high-grade metamorphism in the southern part of Madagascar." Geodinamica Acta **10**: 94-114.

Martelat, J.-E., K. Schulmann, J.-M. Lardeaux and C. Nicollet (1999). "Granulite microfabric and deformation mechanisms in southern Madagascar." Journal of Structural Geology **21**: 671-687.

Martelat, J. E. (1998). "Evolution thermomécanique de la croûte inférieure du Sud de Madagascar." Unpublished Thesis, Université Clermont - Ferrand II: 1-243.

Martelat, J. E., H. Cardon, J. M. Lardeaux, K. Schulmann, E. Pili, E. B. Randrianasolo, C. Nicollet and G. Vidal (2008). "Lower crust to upper mantle coupling in hot orogens: the case of East African transpressional vertical shear zones." EGU. Abst. <<http://martelat.free.fr/francais/EGU2008-martelat1.pdf>> (special issue: Hot Orogens): 26.

Martelat, J. E., G. Vidal, J. M. Lardeaux, C. Nicollet and R. Rakotondrazafy (1995). "Images spatiales et tectonique profonde des continents: l'exemple du sud-ouest de Madagascar." C.R. Acad.Sci.Paris **321**(II-a): 325-332.

Masson, F., F. Gal and P.-H. Leloup (2002). "Une carte gravimétrique haute résolution du massif du Mont-Blanc : implications structuralesA high-resolution gravity map of the Mont-Blanc massif: structural consequences." Comptes Rendus Geosciences **334**(14): 1011-1019.

McClintock, M., J. D. L. White, B. F. Houghton and I. P. Skilling (2008). "Physical volcanology of a large crater-complex formed during the initial stages of Karoo flood basalt volcanism, Sterkspruit, Eastern Cape, South Africa." Journal of Volcanology and Geothermal Research **172**(1-2): 93-111.

- McPhar, G. L. (2006). "Final report on a Multiple Discipline Geophysical Surveys. Blocks I, II, III, IV & V. Northern Quebec." 1-103.
- Meert, J. G. (2003). "A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana." Tectonophysics **362**: 1-40.
- Meert, J. G. and B. S. Lieberman (2008). "The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran-Cambrian radiation." Gondwana Research **14**(1-2): 5-21.
- Melluso, L., V. Morra, P. Brotzu and J. J. Mahoney (2001). The Cretaceous Igneous Province of Madagascar: Geochemistry and Petrogenesis of Lavas and Dykes from the Central-Western Sector. **42**: 1249-1278.
- Melluso, L., V. Morra, P. Brotzu, A. Razafiniparany, V. Ratrimo and D. Razafimahatratra (1997). "Geochemistry and Sr-isotopic composition of the late cretaceous flood basalt sequence of northern Madagascar: petrogenetic and geodynamic implications." Journal of African Earth Sciences **24**(3): 371-390.
- Melluso, L., V. Morra, P. Brotzu, S. Tommasini, M. R. Renna, R. A. Duncan, L. Franciosi and F. D'Amelio (2005). Geochronology and Petrogenesis of the Cretaceous Antampombato-Ambatovy Complex and Associated Dyke Swarm, Madagascar. **46**: 1963-1996.
- Mercier, A., M. Rakotondrazafy and B. Ravolomiandrinarivo (1999). "Ruby Mineralization in Southwest Madagascar." Gondwana Research **2**(3): 433-438.
- Mickus, K., K. Tadesse, G. R. Keller and B. Oluma (2007). "Gravity analysis of the main Ethiopian rift." Journal of African Earth Sciences **48**(2-3): 59-69.
- Minex (2002). "Distribution of kimberlites worldwide in relationship to Archaean cratons." Greenland Mineral Exploration Newsletter **22**: 1-8.
- Minty, B. R. S., A. P. J. Luyendyk and R. C. Brodie (1997). "Calibration and data processing for airborne gamma-ray spectrometry." AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics **17**(2): 51-62.
- Mitchell, R. H. (1995). "The role of petrography and lithogeochemistry in exploration for diamondiferous rocks." Journal of Geochemical Exploration **53**(1-3): 339-350.
- Mittlefehldt, D. W. (1999). "Potassium. In Encyclopedia of Geochemistry, Marshall, C.P and Fairbridge, R.W. (editors)." Kluwer Academic Publishers, London.: 1-712.
- Moine, B. (1966). "Grands traits structuraux du massif schisto-quartzocalcaire (centre ouest de Madagascar)." Comptes rendues de la semaine géologique de Madagascar.: 93-97.

- Moine, B. (1967). "relations stratigraphiques entre la série Schisto-Quartzo-Calcaire et les gneiss environnants (centre ouest de Madagascar)." Comptes rendues de la semaine géologique de Madagascar.: 49-53.
- Moine, B. (1974). "Caractère de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (région Ambatofinandrahana)." Sciences de la Terre Mémoire **31**: 1-293.
- Moine, B. (2005). "La nouvelle cartographie géologique de Madagascar: Objectifs, Défis et Planification." Atelier de coordination des programmes de révision de la cartographie géologique et minière de Madagascar. **ppt file**: 1-28.
- Moine, B. (2007). "Communication, colloque sur les travaux de cartographie géologique à Madagascar. ." **ppt file**.
- Moine, B., C. Rakotondratsima and M. Cuney (1985). "Les pyroxénites à urano-thorianite du Sud-est de Madagascar: conditions physico-chimiques de la métasomatose." Bulletin Minéralogique **108**: 325-340.
- Moore, A., T. Blenkinsop and F. Cotterill (2008). "Controls on post-Gondwana alkaline volcanism in Southern Africa." Earth and Planetary Science Letters **268**(1-2): 151-164.
- Mottet, G. (1974a). "Contribution à l'étude géomorphologique des hautes terres volcaniques du centre de Madagascar. 2- Le Massif de l'Ankaratra." Ouvrage **1**: 1-446.
- Mottet, G. (1974b). "contribution à l'étude géomorphologique des hautes terres volcaniques du centre de Madagascar. 3 - les Bordures et le volcanisme quaternaire (Vakinankaratra et Itasy)." Ouvrage **1**: 1-272.
- Mozambique, M. d. m. d. (2000). "Diamonds in Mozambique, Potencial Areas." 1-24.
- Muhongo, S., C. Hauzenberger and H. Sommer (2003). "Vestiges of the Mesoproterozoic Events in the Neoproterozoic Mozambique Belt: the East African Perspective in the Rodinia Puzzle." Gondwana Research **6**(3): 409-416.
- Munasinghe, T. and C. B. Dissanayake (1981). "The origin of gemstones of Sri Lanka." Economic Geology **76**: 1216-1225.

N

- Nédélec, A. and D. Grujic (2001). "Un nouvel exemple de magmatisme potassique à ultrapotassique : les syénites de l'Andringitra (Madagascar) A new example of potassic to ultrapotassic magmatism: the Andringitra syenites (Madagascar)." Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science **332**(12): 739-745.

- Nedelec, A., B. Moine and M. Rakotondrazafy (1992). "Granulites du Sud-est de Madagascar: thermobarométrie des léptynites de Fort-Dauphin." Résumé des sciences de la terre, Toulouse: 1-113.
- Nédélec, A., J. L. Paquette, J. L. Bouchez, P. Olivier and B. Ralison (1994). "stratoïde granites of Madagascar: structure and position in the Panafrican Orogeny." Geodinamica Acta **7**: 48-56.
- Nédélec, A., B. Ralison, J. L. Bouchez and V. Grégoire (2000). "Structure and metamorphism of the granitic basement around Antananarivo: A key to the Pan-African history of central Madagascar and its Gondwana connections." Tectonics **19**: 997-1020.
- Nemčok, M., P. Konečný and O. Lexa (2000). "Calculations of tectonic, magmatic and residual stress in the Stiavnica stratovolcano, Western Carpathians: Implications for mineral precipitation paths." Geologica Carpathica, **51**(1): 19-36.
- Newson, N. R., M. Sc, P. Eng and P. Geo (2007). "Forest Gate ressources Inc; Fort a la Corne, Saskatchewan Diamond Properties;" Mineral Potential Assessment: 1-66.
- Nicollet, C. (1984). "le volcanisme dans le Sud-Ouest de Madagascar." Journal of African Earth Sciences **2**(04): 386-392.
- Nicollet, C. (1985). "les gneiss rubanés à cordiérite et grenat d'Ihosy: un marqueur thermobarométrique dans le sud de Madagascar." Precambrian Research **301**: 10.
- Nicollet, C. (1988). Métabasites granulitiques, anorthosites et roches associées de la croûte inférieure. exemples pris à Madagascar et dans le massif Central Français. Argument en faveur d'u métamorphisme associé à l'extension lithosphérique., University Clermont Ferrand II: 1-315.
- Nicollet, C. (1990). Crustal evolution of the granulites of Madagascar. Granulites and Crustal Evolution. D. V. Vielzeuf, P., Kluwer Academic: 291-310.
- Nimis, P. (2002). "The pressures and temperatures of formation of diamond based on thermobarometry of chromian diopside inclusions." The Canadian Mineralogist **40**: 13.
- Nixon, P. H. (1995). "A review of mantle xenoliths and their role in diamond exploration." Journal of Geodynamics **20**(4): 305-329.
- Noizet, G. (1969). "Contribution à l'étude géochimique des formations métamorphiques du faciès granulite dans le sud de Madagascar." Unpublished Thesis **1**: 1-320.
- Nowicki, T. E., B. Crawford, D. Dyck, J. Carlson, R. McErloy, P. Oshust and H. Helmstaedt (2004). "The geology of kimberlite pipes of the Ekati property, Northwest Territories, Canada." Lithos **76**: 27.

O

- O'Neill, C. J., L. Moresi and A. L. Jaques (2005). "Geodynamic controls on diamond deposits: Implications for Australian occurrences." Tectonophysics **404**(3-4): 217-236.
- Onal, K. M., A. Buyuksarac, A. Aydemir and A. Ates (2008). "Investigation of the deep structure of the Sivas Basin (innereast Anatolia, Turkey) with geophysical methods." Tectonophysics **460**(1-4): 186-197.

P

- Panafrican Mining Corporation (2007). "property and project DABOLAVA." http://www.panafrican.com/props_Dabolava.asp.
- Papini, M. and M. Benvenuti (2008). "The Toarcian-Bathonian succession of the Antsiranana Basin (NW Madagascar): Facies analysis and tectono-sedimentary history in the development of the East Africa-Madagascar conjugate margins." Journal of African Earth Sciences **51**(1): 21-38.
- Paquette, J.-L., B. Moine and M. A. F. Rakotondrazafy (2003). "ID-TIMS using the step-wise dissolution technique versus ion microprobe U-Pb dating of metamict Archean zircons from NE Madagascar." Precambrian Research **121**(1-2): 73-84.
- Paquette, J.-L., A. Nédélec, B. Moine and M. Rakotondrazafy (1994). "U–Pb single zircon, Pb evaporation and Sm–Nd isotopic study of a granulite domain in SE Madagascar." Journal of Geology **102**: 523-538.
- Paquette, J. L., P. Goncalves, B. Devouard and C. Nicollet (2004). "Micro-drilling ID-TIMS U-Pb dating of single monazites: A new method to unravel complex poly-metamorphic evolutions. Application to the UHT granulites of Andriamena (North-Central Madagascar)." Contribution to Mineralogy and Petrology **147**(1): 110-122.
- Paquette, J. L. and A. Nédélec (1998). "A new insight into Pan-African tectonics in the East-West Gondwana collision zone by U-Pb zircon dating of granites from central Madagascar." Earth and Planetary Science Letters **155**: 45-56.
- Petit, M. (1971). "Contribution à l'étude morphologique des reliefsq granitiques à Madagascar, 112 figures." Croquis: 1-112.
- Projet de Gouvernance des Ressources Minérales, PGRM (2008). Communication personnelle Bernard Moine, sur l'avancement des travaux de cartographie géologique de Madagascar.
- Pili, E. (1997). Distribution et Transfert des fluides à l'échelle de la lithosphère continentale. Investigations géochimique et géophysiques des granulites de Madagascar., University Claude Bernard Lyon I: 1-252.

- Pili, É., Y. Ricard, J. M. Lardeaux and S. M. F. Sheppard (1997a). "Lithospheric shear zones and mantle-crust connections." Tectonophysics **280**(1-2): 15-29.
- Pili, E., S. M. F. Sheppard, J.-M. Lardeaux, J.-E. Martelat and C. Nicollet (1997b). "Fluid flow versus scale of shear zones in the lower continental crust and the granulite paradox." Geology **25**: 15-18.
- Piqué, A., E. Laville, P. Chotin, J. Chorowicz, S. Rakotondraompiana and C. Thouin (1999). "L'extension à Madagascar du Néogène à l'Actuel: arguments structuraux et géophysiques Neogene and present extension in Madagascar: structural and geophysical data." Journal of African Earth Sciences **28**(4): 975-983.
- Pitfield, P. E. J., W. Bauer, B. F. Windley, C. Johnson, A. Walker and K. Bonel (2005). "Report on the preparation phase. The compilation methodologies and plan for fieldwork." Révision de la cartographie géologique et minière des zones Nord et Centre de Madagascar (PGRM) 1-106.
- Plummer, P. S. (1995). "Ages and geological significance of the igneous rocks from Seychelles." Journal of African Earth Sciences **20**(2): 91-101.
- Podwysoki, M. H., M. S. Power and O. D. Jones (1985). "Preliminary evaluation of the landsat-4 thematic mapper data for mineral exploration." Advances in Space Research **5**(5): 13-20.
- Premoli, C. (1977). "Metallogeny of radioactive raw material of Madagascar." AEA-Uranium deposits in Africa: geology and exploration organized by IAEA, Lusaka, Zambia. Nov 14-18, 1977.

R

- Rabinowitz, P. D., Coffin, M.F., Falvey, D., (1983). "The séparation of Madagascar and Africa." Science **220**: 67-69.
- Rabinowitz, P. D. and S. Woods (2006). "The Africa-Madagascar connection and mammalian migrations." Journal of African Earth Sciences **44**(3): 270-276.
- Raharimahefa, T. and T. Kusky (2006). "Structural and remote sensing studies of the southern Betsimisaraka Suture, Madagascar." Gondwana Research **10**(1-2): 186-197.
- Raharimahefa, T. and T. M. Kusky (2009). "Structural and remote sensing analysis of the Betsimisaraka Suture in northeastern Madagascar." Gondwana Research **15**(1): 14-27.
- Raith, M. M. and R. Rakotondrazafy (2008). "Petrology of corundum-spinel-sapphirine-anorthite rocks (sakenites) from the type locality in southern Madagascar." Journal of Metamorphic Geology **26**: 647-667.

- Rajesh, H. M. (2008). "Mapping Proterozoic unconformity-related uranium deposits in the Rockhole area, Northern Territory, Australia using landsat ETM+." Ore Geology Reviews **33**(3-4): 382-396.
- Rakotoarimanana, R. H. (2001). "Geology and petrology of the Dabolava region, west-central Madagascar, with emphasis on granite-hosted gold mineralisation." Unpublished thesis, Master in natural sciences, geology: 1-89.
- Rakotomanana, E. D. (1996). "Potentiel métallogénique des complexes mafiques-ultramafiques de Madagascar." Unpublished thesis, INPL Nancy: 1-?
- Rakotondrainibe (1977). "Contribution à l'étude de la sismicité de Madagascar." unpublished Thesis, university of Antananarivo, Madagascar: 1-?
- Rakotondraompiana, S., Y. Albouy and A. Piqué (1999). "Modèle de lithosphère pour l'île de Madagascar (océan Indien occidental): nouvelle interprétation des données gravimétriques Lithospheric model of the Madagascar island [western Indian ocean]: a new interpretation of the gravity data." Journal of African Earth Sciences **28**(4): 961-973.
- Rakotondratsima, C. (1983). "Les pyroxénites à urano-thorianite du Sud-est de Madagascar: étude pétrographique, minéralogique et géochimique. Conséquence Métallogéniques." Thesis Universit. Lyon I: 1-206.
- Rakotondrazafy, A. F. M., G. Giuliani, D. Ohnenstetter, A. E. Fallick, S. Rakotosamizanany, A. Andriamamonjy, T. Ralantoarison, M. Razanatseho, Y. Offant, V. Garnier, H. Maluski, C. Dunaigre, D. Schwarz and V. Ratrimo (2008). "Gem corundum deposits of Madagascar: A review." Ore Geology Reviews **34**(1-2): 134-154.
- Rakotosolofo, N. A., T. H. Torsvik, L. D. Ashwal, E. A. Eide and M. J. De Wit (1999). "The Karoo Supergroup revisited and Madagascar-Africa fits." Journal of African Earth Sciences **29**(1): 135-151.
- Rakotovao, A. P. (2005). "Etude des minéralisations aurifères associées à des formations de quartzites ferrugineux (BIF), région de Maevatanana, Madagascar." DEA, sciences de la terre et de l'environnement, Université paul sabatier, Toulouse III: 1-35.
- Rakotovao, A. P., S. Salvi, D. Béziat, D. Guillaume, M. Rakotondrazafy and B. Moine (2007). "Textural and fluid inclusion constraints on the origin of the banded-iron-formation-hosted gold deposits at Maevatanana, central Madagascar." Miner Deposita **42**: 1-13.
- Ramanantsizehena, P., H. Andriamanantena and S. Randriamampionona (2003). "Télédétection et mesures géophysiques pour la prospection du gisement de Fer Nickel d'Ambatovy, Madagascar." Télédétection **3**(2-3-4): 203-215.
- Rambeloson, A. R. (1999). "Gold in Madagascar." Gondwana Research **2**(3): 423-431.

- Rambolamanana, G., P. Suhadolc and G. F. Panza (1997). "Simultaneous Inversion of Hypocentral Parameters and Structure Velocity of the Central Region of Madagascar as a Premise for the Mitigation of Seismic Hazard in Antananarivo." Pure and Applied Geophysics **149**(4): 707-730.
- Ramsay, J. G., Huber, M.I., (1987). "The techniques of modern structural geology, volume2: folds and fractures." academic press **2**: 1-700.
- Randrianasolo, E. B. (2000). "Essai d'interprétations structurale et tectonique de la zone de Tsaratanana-betrandraka par l'outil informatique." Mémoire de fin d'études pour l'obtention du diplôme d'ingénieur géologue de l'école Supérieure Polytechnique d'Antananarivo, Madagascar: 1-171.
- Randrianasolo, E. B. (2004). "Evolution thermomécanique de l'unité basique de maevatanana." Master2- Recherche, Terre Univers et Environnement, Université Joseph Fourier - Grenoble, France: 1-76.
- Randrianasolo, E. B. (2007). "Les gisements de chromite et de Beryl bleue de marotsipohy, Sud Andriamena, évaluation préliminaire." Rapport technique de consultance auprès du titulaire de permis minier: 1-22.
- Randrianasolo, E. B., M. J.E., J. M. Lardeaux, K. Schulmann and C. Nicollet (2008). "Mise en place d'une base de données facilitant la recherche par paramètre croisés de nouveaux gîtes d'intérêts économiques: exemple du sud de Madagascar." Poster, RST Nancy 2008.
- Rasamimanana, G., J.-M. Bardintzeff, J. Rasendrasoa, H. Bellon, C. Thouin, P. Gioan and A. Piqué (1998). "Les épisodes magmatiques du Sud-Ouest de Madagascar (bassin de Morondava), marqueurs des phénomènes de rifting crétacé et néogène." Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science **326**(10): 685-691.
- Rasolofomanana, A. H. e. a. (1998). "Les complexes annulaires de la province Magmatique du Cap Saint-André (Madagascar): Géologie, Pétrologie et Géodynamique." Thèse, Pétrologie, Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand: 1-180.
- Ratrimo, V. (2007). "Le corindon gemme dans le bloc composite de Vohibory (sud de Madagascar) - Contexte métallogénique des gîtes d'Anavoha et de Vohitany." thèse de doctorat, Université d'Antananarivo, Madagascar **xxx**.
- Raval, U. and K. Veeraswamy (2003). "India-Madagascar Separation: Breakup Along a Pre-existing Mobile Belt and Chipping of the Craton." Gondwana Research **6**(3): 467-485.
- Razafindrazaka, Y., T. Randriamananjara, A. Piqué, C. Thouin, E. Laville, J. Malod and J. P. Rehault (1999). "Extension et sédimentation au paléozoïque terminal et au Mésozoïque dans le bassin de Majunga (Nord-Ouest de Madagascar) Late palaeozoic and mesozoic extension and sedimentation in the Majunga basin northwestern Madagascar." Journal of African Earth Sciences **28**(4): 949-959.

- Razafiniparany, A. (1978). "1/2.000.000 metallogenic map of Madagascar." Laboratoire de radioisotopes, Antananarivo, Madagascar.
- Razakamanana, T. (1990). "Les formations protérozoïques de Vohidava: un témoin de l'évolution polytectono-métamorphique du centre-sud de Madagascar." Thèse de doctorat de troisième cycle Université d'Antananarivo, Madagascar: 1-189.
- Razakamanana, T. (1999). "High grade granulites of southern precambrian of Madagascar: Its petrological, tectonic and metallogenical implication in plate tectonic setting." Thèse d'Etat, Université de Toliara, Madagascar: 1-275.
- Razanajao, T. and E. B. Randrianasolo (2007). "GEOPORTAIL interactif pour visualiser en ligne les interprétations géologiques et géophysiques du sud de Madagascar." Serveur cartographique SIG Internet.
- Rechenmann, J. (1968). "Etude gravimétrique du gisement de chromite de "Bemanevika"." ORSTOM, Geophys., **9**: 3-17.
- Rechenmann, J. (1982). "Gravimétrie de Madagascar. Interprétation et relations avec la géologie." ORSTOM, Geophys. **18**: 3-128.
- Reeves, C. V. (1999). "Aeromagnetic and gravity features of Gondwana and their relation to continental break-up: more pieces, less puzzle." Journal of African Earth Sciences **28**(1): 263-277.
- Reeves, C. V. (2000). "The geophysical mapping of Mesozoic dyke swarms in southern Africa and their origin in the disruption of Gondwana." Journal of African Earth Sciences **30**(3): 499-513.
- Reeves, C. V., B. K. Sahu and M. J. De Wit (2002). "A re-examination of the paleo-position of Africa's eastern neighbours in Gondwana." Journal of African Earth Sciences **34**(3-4): 101-108.
- Riisager, J., M. Perrin, P. Riisager and D. Vandamme (2001). "Palæomagnetic results and palæointensity of Late Cretaceous Madagascan basalt." Journal of African Earth Sciences **32**(3): 503-518.
- Roche, A. and C. L. (1959). "Remanent magnetism of the cretaceous Basalts of Madagascar." Nature **183**: 1049.
- Rogers, J. J. W. and M. Santosh (2003). "Supercontinents in Earth History." Gondwana Research **6**(3): 357-368.
- Rolin, P. (1991). "Présence de décrochements précambriens dans le bouclier méridional de Madagascar: implications structurales et géodynamiques." Comptes Rendus à l'Académie des Sciences Paris **312**: 625-629.

S

- Salman, G. and I. Abdula (1995). "Development of the Mozambique and Ruvuma sedimentary basins, offshore Mozambique." Sedimentary Geology **96**(1-2): 7-41.
- Sandrin, A. and S.-Å. Elming (2006). "Geophysical and petrophysical study of an iron oxide copper gold deposit in northern Sweden." Ore Geology Reviews **29**(1): 1-18.
- Santosh, M. and K. Sajeev (2006). "Anticlockwise evolution of ultrahigh-temperature granulites within continental collision zone in southern India." Lithos **92**(3-4): 447-464.
- Schandelmeier, H., F. Bremer and H. G. Holl (2004). "Kinematic evolution of the Morondava rift basin of SW Madagascar--from wrench tectonics to normal extension." Journal of African Earth Sciences **38**(4): 321-330.
- Schlüter, T. (2008). " Geological Atlas of Africa
With Notes on Stratigraphy, Tectonics, Economic Geology, Geohazards, Geosites and Geoscientific Education of Each Country " Editeur Springer Berlin Heidelberg: 1-311.
- Shackleton, R. M. (1996). "The final collision zone between East and West Gondwana: where is it?" Journal of African Earth Sciences **23**(3): 271-287.
- Shudofski, G. N. (1985). "Source mechanisms and focal depths of east african earthquakes using rayleigh-wave inversion and body-wavemodelling." Geophys. journ.of the R.Astr.Soc. **83**: 563-612.
- Simonet, C. (2000). "Géologie des gisements de saphir et rubis. L'exemple de la John Saul mine, Mangare, Kenya." Thèse, université de Nantes: 1-349.
- Simonet, C., E. Fritsch and B. Lasnier (2008). "A classification of gem corundum deposits aimed towards gem exploration." Ore Geology Reviews **34**(1-2): 127-133.
- Skinner, E. M. W. (2008). "The emplacement of class 1 kimberlites." Journal of Volcanology and Geothermal Research **174**(1-3): 40-48.
- Stern, R. J. (1994). "Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: Implications for the consolidation of Gondwanaland." Annual Review Earth and Planetary Sciences **22**: 319-351.
- Stern, R. J. (2002). "Crustal evolution in the East African Orogen: a neodymium isotopic perspective." Journal of African Earth Sciences **34**(3-4): 109-117.
- Stern, R. J. (2008). "Neoproterozoic crustal growth: The solid Earth system during a critical episode of Earth history." Gondwana Research **14**(1-2): 33-50.

- Storey, M., J. J. Mahoney, A. Saunders, R. Duncan, S. Kelley and M. Coffin (1995). "Timing of hot spot-related volcanism and the breakup of Madagascar and India." Science **267**((5199)): 852-855.
- Storey, M., J. J. Mahoney and A. D. Saunders (1997). "Cretaceous basalts in Madagascar and the transistion between plume and continental Lithosphere Mantle Sources." Large Igneous Provinces: Continental, Océanic, and Planetary flood Volcanism, Geophysical Monograph 100 Copyright 1997 by the American Geophysical Union.: 95-102.
- Subrahmanya, K. R. (1998). "Tectono-magmatic evolution of the west coast of india." Gondwana Research **1**(3-4): 319-327.
- Subrahmanya, K. R. (2001). "Arabian Sea-The Prime Witness to the Drama of India-Madagascar-Seychelles Separation." Gondwana Research **4**(4): 792-793.
- Système d'Information Géologique de Madagascar (SIGM) (2000). "produits en vente." Ministère de l'énergie et des Mines de Madagascar.

T

- Telford, W. M., L. P. Geldart, R. E. Sheriff and D. A. Keys (1974). "Prospection géophysique - Tome 4." traduit de l'anglais par Le Donche, L.; Bouvier, F.& Valez, B.; éditions La Barbannerie F-78780 Maurecourt.: 1-248.
- Thomassot, E. (2007). "Origine et formation des diamants dans le manteau supérieur terrestre: apport d'une systématique multi-isotopique (carbone, azote et soufre)." thèse, Laboratoire de géochimie des isotopes stables, IPGP et Université Paris 7: 1-278.
- Torsvik, T. H., R. D. Tucker, L. D. Ashwal, E. A. Eide, N. A. Rakotosolofo and M. J. De Wit (1998). "Late cretaceous magmatism in Madagascar: paleomagnetic evidence for a stationary Marion hotspot." Earth and Planetary Science Letters **164**: 221-232.
- Trumbull, R. B., T. Vietor, K. Hahne, R. Wackerle and P. Ledru (2004). "Aeromagnetic mapping and reconnaissance geochemistry of the Early Cretaceous Henties Bay-Outjo dike swarm, Etendeka Igneous Province, Namibia." Journal of African Earth Sciences **40**(1-2): 17-29.
- Tucker, R. D., L. D. Ashwal, M. J. Handke and M. A. Hamilton (1997). "A geochronological overview of the Precambrian rocks of Madagascar: a record from the Middle Archaean to the Late neoproterozoic." Gondwana Research Group Misc.Pub.: 99-104.
- Tucker, R. D., L. D. Ashwal, M. J. Handke, M. A. Hamilton, M. L. Grange and R. A. Rambeloson (1999). "U-Pb geochronology and isotope geochemistry of the Archaean and Proterozoic rocks of North-Central Madagascar." The Journal of Geology **107**: 135-153.

Tucker, R. D., L. D. Ashwal and T. H. Torsvik (2001). "U-Pb geochronology of Seychelles granitoids: a Neoproterozoic continental arc fragment." Earth and Planetary Science Letters **187**(1-2): 27-38.

Tucker, R. D., T. Kusky, R. Buchwaldt, M. J. Handke and J. Michael (2007). "Neoproterozoic nappes and superposed folding of the Itremo Group, west-central Madagascar." Gondwana Research **12**(4): 356-379.

U

USGS-BGS-PGRM (2004). "Réalisation des travaux de cartographie géologique de Madagascar, révision approfondie de la cartographie géologique et minière aux échelles 1/100 000 et 1/500 000 des zones Nord et Centre " Proposition technique, British Geological Survey, Royaume-Uni, US Geological Survey, Etats-Unis, et GLW Conseil, Madagascar.: 1-351.

V

Vanié, L. T. A., D. Khattach and M. R. Houari (2005). "Apport des filtrages des anomalies gravimétriques à l'étude des structures profondes du Maroc oriental." Bulletin de l'Institut scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre **27**: 29-40.

Vearncombe, S. and J. R. Vearncombe (2002). "Tectonic controls on kimberlite location, southern Africa." Journal of Structural Geology **24**(10): 1619-1625.

W

Wester, K. and B. Lunden (1985). "Laboratory measurements of spectral reflectance (0,4 -2,3 mm) of basalts." proc.3rd int. col. spectral signatures of objects in remote sensing. Les arcs (france) **16/20 déc.**: 1-3.

White, S. H., H. de Boorder and C. B. Smith (1995). "Structural controls of kimberlite and lamproite emplacement." Journal of Geochemical Exploration **53**(1-3): 245-264.

Wilford, J., B. Minty and A. B. M. a. M. V. P. Lagacherie (2006). Chapter 16 The Use of Airborne Gamma-ray Imagery for Mapping Soils and Understanding Landscape Processes. Developments in Soil Science, Elsevier. **Volume 31**: 207-218, 609-610.

Windley, B. F., A. Razafiniparany, T. Razakamanana and D. Ackermann (1994). "Tectonic framework of the Precambrian of Madagascar and its Gondwana connections: a review and reappraisal." Geologische Rundschau **83**: 642-649.

Y

Yager, T. R. (2006). "The Mineral Industry of Madagascar." U.S. Geological survey Minerals Yearbook.<http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/country/africa.html>.

Yardimcilar, C. and C. V. Reeves (1998). "The evidence from aeromagnetic anomalies for the pre-drift fit of Madagascar against East Africa." Journal African Earth Sciences **27**(1A): 215-217.

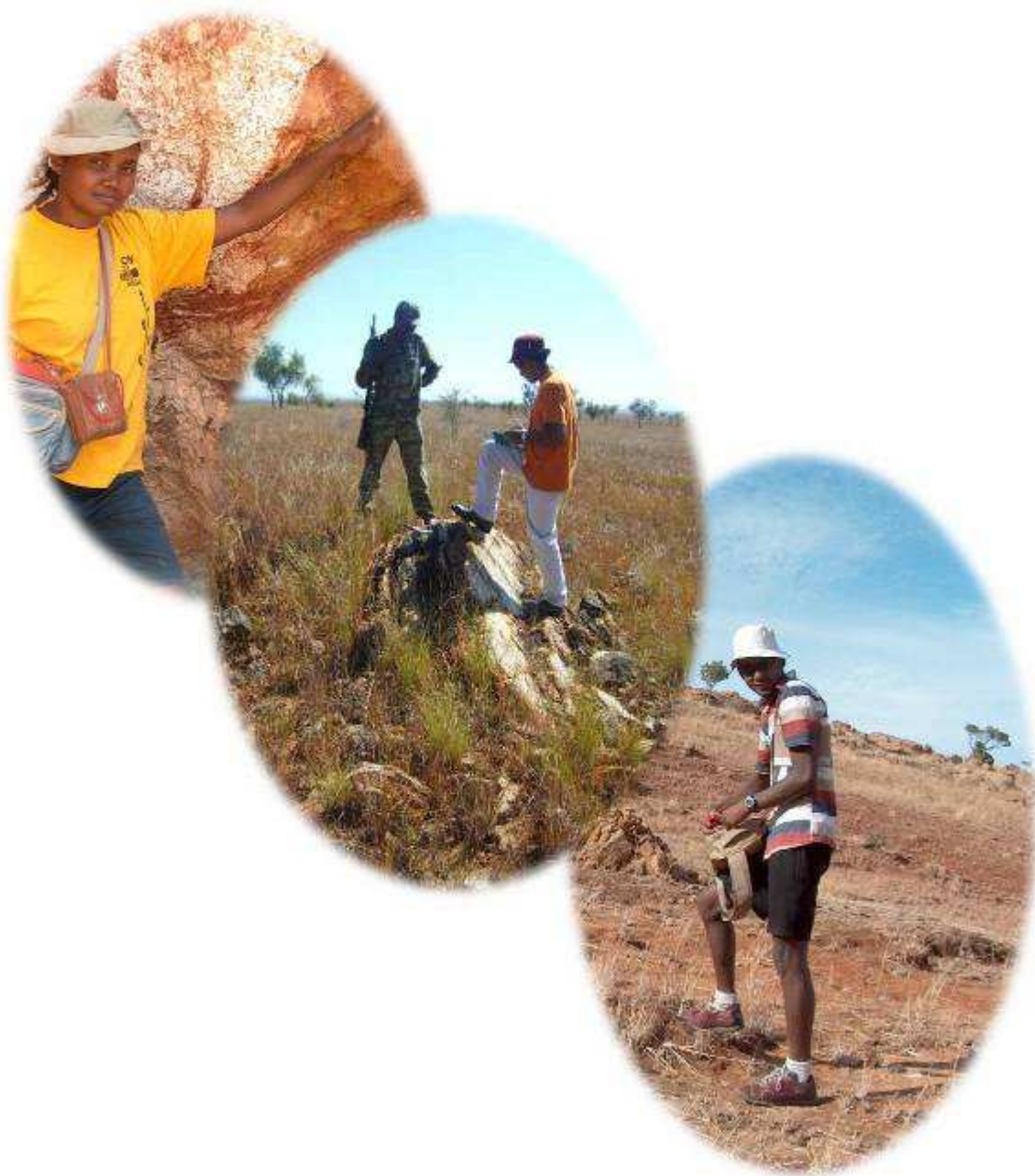
Yatheesh, V., G. C. Bhattacharya and K. Mahender (2006). "The terrace like feature in the mid-continental slope region off Trivandrum and a plausible model for India-Madagascar juxtaposition in immediate pre-drift scenario." Gondwana Research **10**(1-2): 179-185.

Z

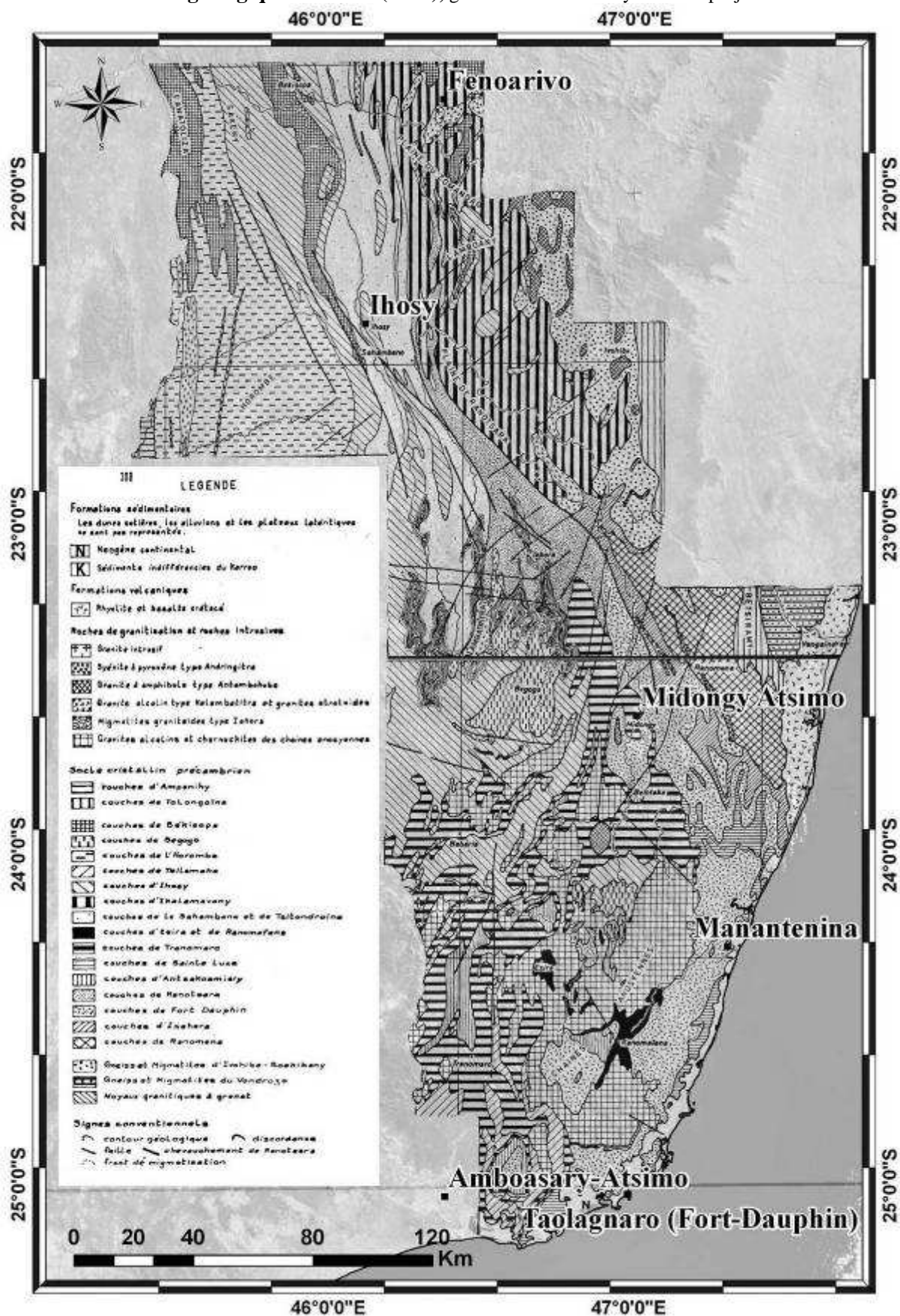
Zhao, G., P. A. Cawood, S. A. Wilde and M. Sun (2002). "Review of global 2.1-1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent." Earth-Science Reviews **59**(1-4): 125-162.

Zhao, G., M. Sun, S. A. Wilde, S. Li and J. Zhang (2006). "Some key issues in reconstructions of Proterozoic supercontinents." Journal of Asian Earth Sciences **28**(1): 3-19.

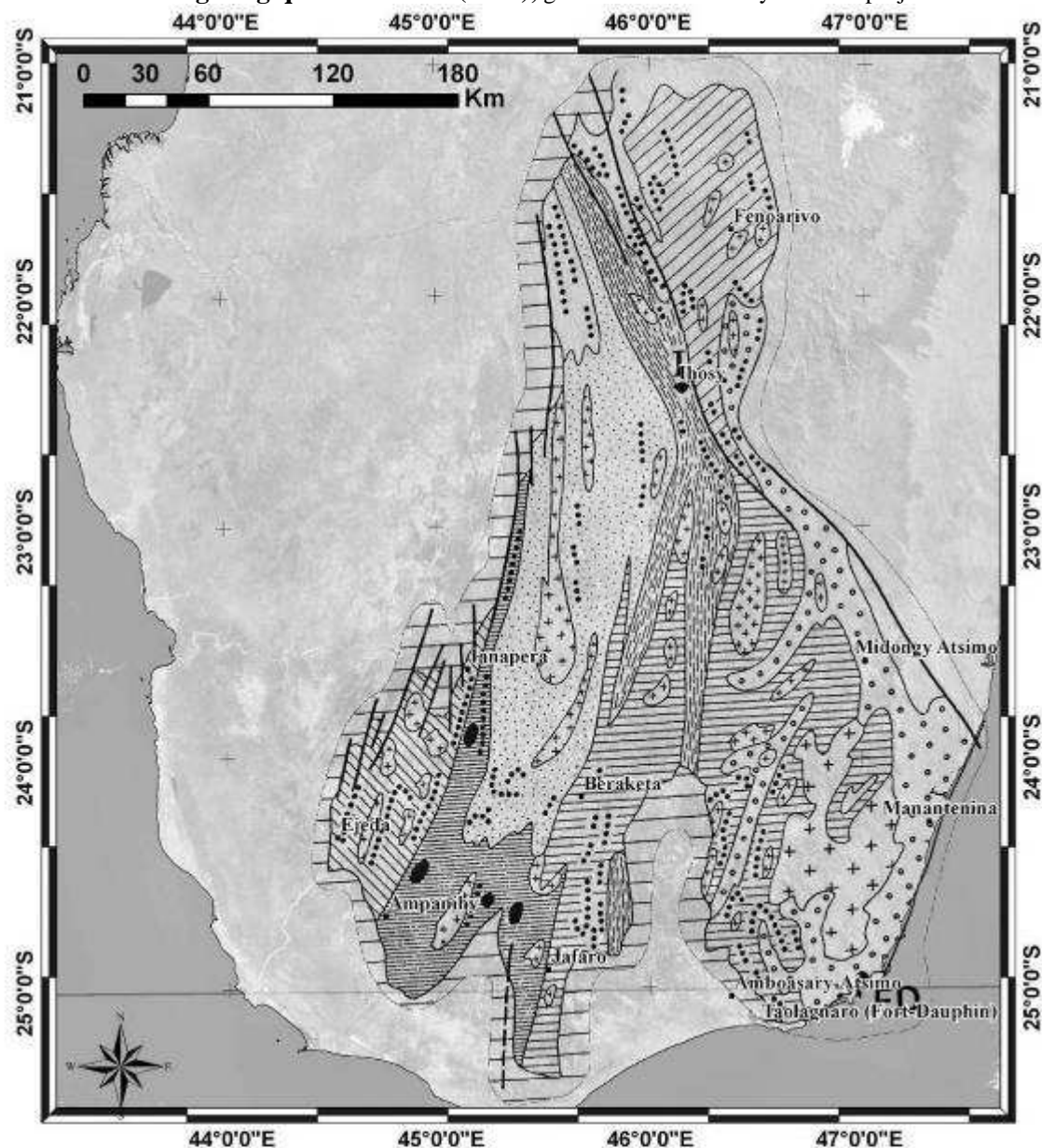
Annexes



Annexe1 : Carte géologique de Bazot (1975), géoréférencée sur le système de projection Laborde 1925



Annexe 2 : Carte géologique de Nicollet (1988), géoréférencée sur le système de projection Laborde 1925

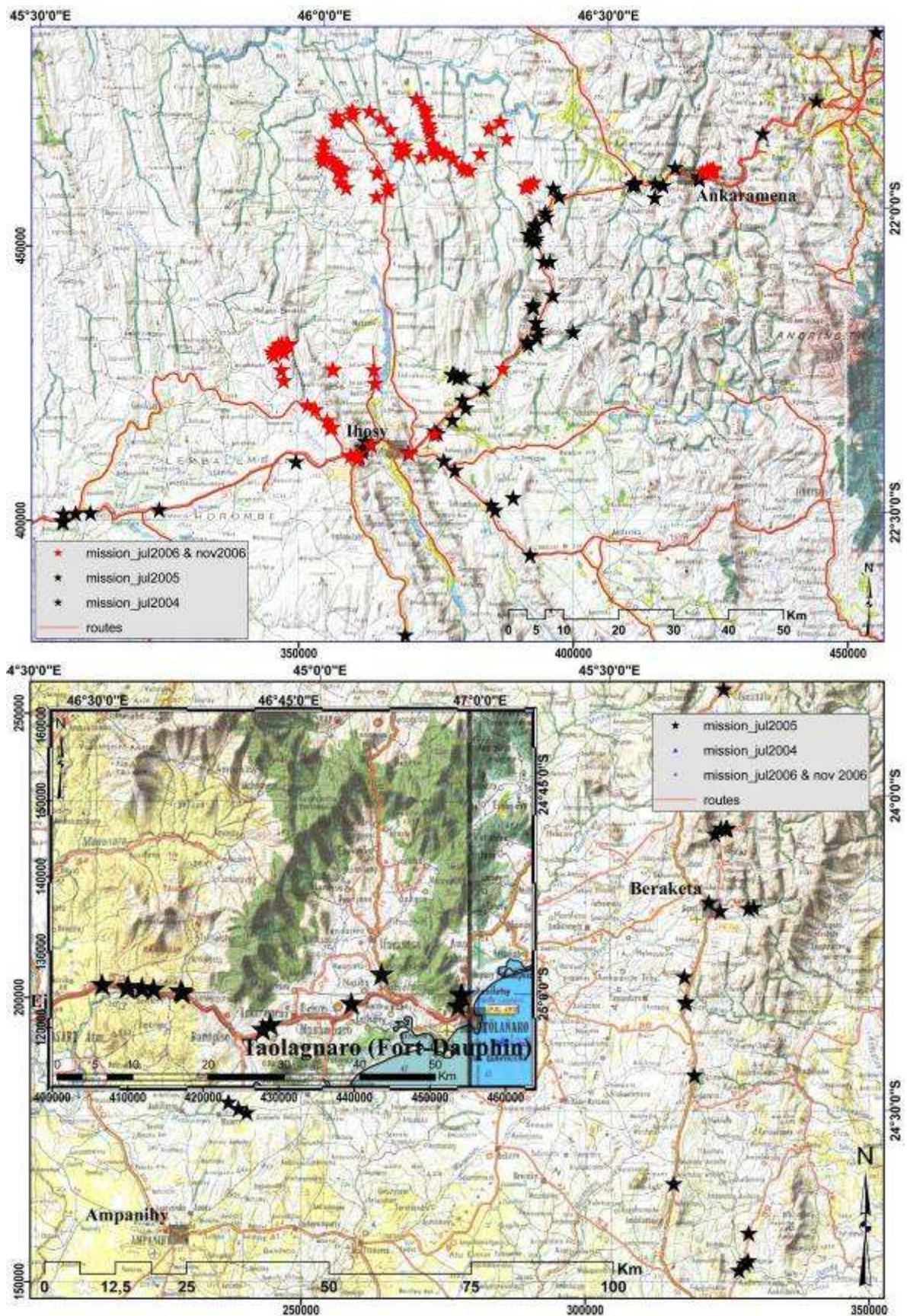


- | | |
|---|----|
| 1 | 8 |
| 2 | 9 |
| 3 | 10 |
| 4 | 11 |
| 5 | 12 |
| 6 | 13 |
| 7 | |

Fig. 1. Carte simplifiée des principales unités pétrographiques du sud malgache (d'après Besairie, 1970 et le 1/1 000 000ème modifiée). Séquence du Vohibory: 1 - Formation du Vohibory: gneiss amphibolitiques, amphibolites, marbres. Séquence du Graphite: 2 - Formation d'Amparany: gneiss à biotite et/ou amphibole brune, gneiss à graphite, leptynites à grenat. Séquence androsienne: 3 - Formation de l'Hornbe: leptynites à grenat (à cordiérite et sillimanite), rare pyroxénites, 4 - Formation d'Ihosy: gneiss rubanés à cordiérite et grenat, leptynites à cordiérite; 5 - Formation de Tsitondroina: migmatites et leptynites; 6 - Formation de Tsamono: leptynites, gneiss rubanés à cordiérite, cipolins, pyroxénites vermiculaires, vermiculites, charnockites; 7 - Formation de Port Dauphin: leptynites et gneiss à cordiérite; 8 - Charnockites et granites; 9 - Granites et orthogneiss; 10 - Anorthosites; 11 - Cipolins et marbres; 12 - Précambrien indifférencié; 13 - Formations post-précambriennes. I, FD: Villes d'Ihosy et de Fort Dauphin.

Fig. 1. Simplified geological map of the main petrographic series of Southern Madagascar (after Besairie, 1970 and the 1/1 000 000 scale map). Vohibory sequence: 1 - Vohibory formation: amphibolitic gneiss, amphibolites, marbles; Graphite sequence: 2 - Amparany formation: biotite and/or brown hornblende gneisses, graphite gneisses, garnet leptynites; Androsian sequence: 3 - Hornbe formation: garnet leptynites (cordierite and sillimanite), rare pyroxenites; Ihosy formation: banded cordierite and garnet bearing gneisses, cordierite leptynites; 5 - Tsitondroina formation: migmatites and leptynites; 6 - Tsamono formation: leptynites, banded cordierite bearing gneisses, cipolins, vermicular pyroxenites, vermiculites, charnockites; 7 - Port Dauphin formation: cordierite and garnet leptynites and gneisses; 8 - Charnockites and granites; 9 - Granites and orthogneisses; 10 - Anorthosites; 11 - Cipolins and marbles; 12 - Undifferentiated pre-cambrian; 13 - Post pre-cambrian cover formations. I, FD: Towns of Ihosy and Fort Dauphin.

Annexes 3: Cartes de localisation des échantillons : (a) en haut, dans la région de Ihosy & Ankaramena ; en bas : (b) dans la région de Beraketa & Ampanihy, (c) dans la région de Taolagnaro.



Annexe 4 : densité des roches et des minéraux [Telford, et al., 1974]

Densité de sédiments et roches sédimentaires

Roches	Min (g/cm3)	Max (g/cm3)	Moyenne (g/cm3)
s_alluvions	1,96	2,00	1,98
s_argiles	1,63	2,60	2,21
s_gravier	1,70	2,40	2,00
s_loess	1,40	1,93	1,64
s_sable	1,70	2,30	2,00
s_sables et argiles	1,70	2,50	2,10
s_limon	1,80	2,20	1,93
s_grès	1,61	2,76	2,35
s_marnes	1,77	3,20	2,40
s_calcaires	1,93	2,90	2,55
s_dolomie	2,28	2,90	2,70
rs_alluvionnaires	1,50	1,60	1,54
rs_argiles	1,30	2,40	1,70
rs_gravier	1,40	2,20	1,95
rs_loess	0,75	1,60	1,20
rs_sable	1,40	1,80	1,60
rs_limon	1,20	1,80	1,43
rs_grès	1,60	2,68	2,24
rs_marnes	1,56	3,20	2,10
rs_calcaires	1,74	2,76	2,11
rs_dolomie	2,04	2,54	2,30

Densité de roches métamorphiques

Roches	Min (g/cm3)	Max (g/cm3)	Moyenne (g/cm3)
rm_quartzite	2,50	2,70	2,60
rm_schistes	2,39	2,90	2,64
rm_grauwacke	2,60	2,70	2,65
rm_granulite	2,52	2,73	2,65
rm_phyllite	2,68	2,80	2,74
rm_marbre	2,60	2,90	2,75
rm_ardoise quartzitique	2,63	2,91	2,77
rm_serpentine	2,40	3,10	2,78
rm_ardoise	2,70	2,90	2,79
rm_gneiss	2,59	3,00	2,80
rm_ardoise chloritique	2,75	2,98	2,87
rm_amphibolite	2,90	3,04	2,96
rm_eclogite	3,20	3,54	3,37
rm_moyenne	2,40	3,10	2,74

Densité de roches ignées

Roches	Min (g/cm3)	Max (g/cm3)	Moyenne (g/cm3)
ri_rhyolite vitrifiée	2,20	2,28	2,24
ri_obsidienne	2,20	2,40	2,30
ri_vitrophyre	2,36	2,53	2,44
ri_rhyolite	2,35	2,70	2,52
ri_dacite	2,35	2,80	2,58
ri_phonolite	2,45	2,71	2,59
ri_trachyte	2,42	2,80	2,60
ri_andesite	2,40	2,80	2,60
ri_syenite nephelinique	2,53	2,70	2,61
ri_granite	2,50	2,81	2,64
ri_granodiorite	2,67	2,79	2,73
ri_porphyre	2,60	2,89	2,74
ri_syenite	2,60	2,95	2,77
ri_anorthose	2,64	2,94	2,78
ri_quartz à diorite	2,62	2,96	2,79
ri_diorite	2,72	2,99	2,85
ri_laves	2,80	3,00	2,90
ri_diabase	2,50	3,20	2,91
ri_essexite	2,69	3,14	2,91
ri_norite	2,70	3,24	2,92
ri_basalte	2,70	3,30	2,99
ri_gabbro	2,70	3,50	3,03
ri_gabbro à hornblende	2,98	3,18	3,08
ri_peridotite	2,78	3,37	3,15
ri_pyroxene	2,93	3,34	3,17
ri_acide (moyenne)	2,30	3,11	2,61
ri_basique (moyenne)	2,09	3,17	2,79

Annexe 5 : densité des minéraux [Telford, et al., 1974]

<i>famille</i>	<i>minéral</i>	<i>Min (g/cm3)</i>	<i>Max (g/cm3)</i>	<i>Moyenne (g/cm3)</i>
divers	neige			0,125
	pétrole	0,6	0,9	
	glace	0,88	0,92	
	eau de mer	1,01	1,05	
	tourbe			1,05
	asphalte	1,1	1,2	
	lignite	1,1	1,25	1,19
	houille grasse	1,2	1,5	1,32
	anthracite	1,34	1,8	1,5
	brique			1,5
	carnallite	1,6	1,7	
	soufre	1,9	2,1	
	craie	1,53	2,6	2,01
	graphite	1,9	2,3	2,15
	sel massif	2,1	2,6	2,22
	gypse	2,2	2,6	2,35
	bauxite	2,3	2,55	2,45
	kaolinite	2,2	2,63	2,53
	orthose	2,5	2,6	
	quartz	2,5	2,7	2,65
	calcite	2,6	2,7	
	talc	2,7	2,8	2,71
	anhydrite	2,9	3	2,93
	biotite	2,7	3,2	2,92
	magnésite	2,9	3,12	3,03
	fluorine	3,01	3,25	3,14
oxydes et carbonates	épidote	3,25	3,5	
	diamant			3,52
	corindon	3,9	4,1	4
	baryte	4,3	4,7	4,47
	zircon	4	4,9	4,57
	cuivre			8,7
	argent			10,5
	or	15,6	19,4	
	limonites	3,5	4	3,78
	sidérites	3,7	3,9	3,83
	rutile	4,18	4,3	4,25
	manganite	4,2	4,4	4,32
	chromite	4,3	4,6	4,36
	ilmenite	4,3	5	4,67
	pyrolusite	4,7	5	4,82
	magnetite	4,9	5,2	5,12
	franklinite	5	5,22	5,12
	hematite	4,9	5,3	5,18
	cuprite	5,7	6,15	5,92
	cassiterite	6,8	7,1	6,92
	wolframite	7,1	7,5	7,32
	uraninite	8	9,97	9,17

sulfures et arséniures	sphalérite	3,5	4	3,75
	covelline			3,8
	malachite	3,9	4,03	4
	chalcopryrite	4,1	4,3	4,2
	stannite	4,3	4,52	4,4
	stibine	4,5	4,6	4,6
	pyrrhotine	4,5	4,8	4,65
	molybdénite	4,4	4,8	4,7
	marcassite	4,7	4,9	4,85
	pyrite	4,9	5,2	5
	bornite	4,9	5,4	5,1
	millérite	5,3	5,65	5,4
	chalcocite	5,5	5,8	5,65
	cobaltite	5,8	6,3	6,1
	arsénopyrite	5,9	6,2	6,1
	smaltine	6,4	6,6	6,5
	bismuthine	6,5	6,7	6,57
	argentite	7,2	7,36	7,25
	niccolite	7,3	7,67	7,5
	galène	7,4	7,6	7,5
	cinabre	8	8,2	8,1

Annexe 6 : spécification des levés géophysiques aéroportés (source Ministère de l'Energie et des Mines, Madagascar, 2007)

Enregistrement de l'intervalle:	
des données Magnétiques:	0.1s (approximativement 7m)
Altitudes des vols Magnétiques:	100m
Espacement des Lignes de Traverse:	500m
Espacement des Lignes de Controle:	5000m
Direction des Lignes de Traverse:	090 degrés
Direction des Lignes de Controle:	000 degrés

SPECIFICATIONS DE LA NAVIGATION

Relai DGPS:	Omnistar 3000L
Récepteur GPS:	Novatel 3151R
Recouvrement de la Trajectoire de vol:	Numérique
Traitement de la Trajectoire de vol:	GPS Temps Différentiel

SPECIFICATIONS DE L'EQUIPEMENT

Magnétomètre:	3x Scintrex CS3 Vapeur de Césium
Compensateur:	FASDAS
Détecteur Gamma-vers le bas:	33.6 litres Nal (TI)
Détecteur Gamma-vers le haut:	8.4 litres Nal (TI)
Sonde radio Altimétrique:	KING KRA405B/KING KR405
Hypsomètre:	Vaisala HMY 133
Caméra Video:	Panasonic WV-CL 502
Objectif:	Panasonic WV-LA2.8
Magnétoscope:	Panasonic AG AG1070
Correction CRGI:	Modèle CRGI 2000

SPECIFICATIONS DU TRACAGE

Projection:	Laborde(Hotine Mercator Oblique)
Ellipsoïde:	International 1909
Latitude du Point Origine:	18°54' Sud
Longitude du Point Origine:	46°26'14.025" Est
Azimut de la Ligne centrale:	18°54'
Facteur d'Echelle Centrale:	0.9995
Flase Easting:	400 000 Mètres
Flase Northing:	800 000 Mètres
Mise en Grille:	125 Mètres
Aéronef fourni par	Groupe Fugro
Aéronef:	Cessna Titan 404 ZS-AIU& ZS-KRG
Aéronef:	Cessna Caravan II 406 ZS-SSC
Acquisition des données:	Groupe Fugro
Traitement des données:	Groupe Fugro

Annexe 7: Revue de presse de la compagnie Diamond Fields, sur la découverte de diamant dans le sud de l'île (Horombe et Est Midongy).

Diamond Fields International Ltd. - News Releases - Diamond Fields - Confirms 23 & 8 Carat Diamonds From Madagascar - Sun Jan 4, 2009 - Mozilla Firefox

Rechercher Google
Your Email
Search this site
Keywords

Corporate Info Projects Investor Info Contact Us QuickReport Home

INVESTOR INFO

news releases

Mon Sep 8, 2003
Diamond Fields - Confirms 23 & 8 Carat Diamonds From Madagascar

Diamond Fields International Ltd. (TSX:DFT) is very pleased to announce results of the analysis of two significant sized diamonds found in Madagascar and recently acquired by DFT, as well as details of its land concessions and recent exploration activities. Madagascar, the fourth largest island in the world, is a vast and under-explored region situated off the coast of southern Africa.

Fieldwork has focused on defining the potential of two extensive concession areas to host diamondiferous kimberlite, following the discovery of two large diamonds by alluvial sapphirine miners in areas near DFT's concessions. Two gem quality diamonds weighing 23.82cts and a 3pts were recovered. Both stones are of high quality and purity. The larger stone is hosted on the exterior while the smaller one is a clear octahedral crystal. Both stones have been acquired by International Gemstones Company Ltd. ("IG"), which will become DFT's 70% held subsidiary on closing of the transaction as disclosed in DFT's news release of July 31, 2003. Following this discovery, IG staked approximately 45,000 sq. km. of land near the area where the diamonds were believed to have been found as well as in other promising areas. After further analysis, certain areas have since been released from the concessions as it was determined they were not as prospective.


Land staked consists of diamond concessions located on the south eastern shore of the country (Midongy) and the central highlands (Horombe). The Midongy concessions cover reported indicator mineral finds by BGM, a French Governmental research body. The Horombe Plateau blocks are centered on a prospective Archean aged basement. A kimberlitic limestone found in one of the initial orientation samples and the two diamonds referred to above were recovered from river terraces in younger sediments. The concessions give IG the largest land position in Madagascar.

To date field crews have collected 24 stream sediment samples on the eastern block and are currently engaged in sampling concession areas on the Horombe plateau. All samples will be processed at the in-country heavy minerals laboratory owned by IG, and possible kimberlitic mineral grains will be sent for probe work to Mineral Services Laboratory in Cape Town. DFT's Chief Geologist and qualified person, Randal Cullen, is pleased to announce that highly respected diamond exploration geologist Karl Smithson, who has 10 years experience with De Beers, has been retained by IG to assist in the exploration program. Also monitoring the program is DFT director Rod Baker, a diamond exploration geologist, with 30 years experience.

IG has more recently been awarded concession areas in the north and central southern parts of Madagascar to cover reported occurrences of magmatic and lateritic-hosted nickel deposits, respectively. An exploration program for these concessions is in the planning stages.

"The Government of Madagascar is working hard to develop its mining industry. The World Bank has recently granted significant funding to help Madagascar manage its mineral resources more effectively", stated DFT director Earl Young, President of the US/Madagascar Business Council, who recently met with that country's President, Marc Ravalomanana and Mines Minister, Jacques Rabarison.

As announced in the Company's news release of July 31, 2003 and as noted above, subject to regulatory acceptance DFT will acquire a 70% interest in IG, which holds the land concessions in Madagascar. DFT is further negotiating to acquire approximately an additional 15% of the issued shares of IG in consideration for the issuance to IG of approximately 400,000 common shares of DFT. Subject to regulatory acceptance this acquisition would increase DFT's interest in IG to 85%. All of the vendors of the additional shares to be acquired are at arm's length to DFT except one vendor holding approximately 1% of the shares of IG, who is a director of DFT. In closing, the laboratory mentioned in the Company's September 4th, 2003 news release should have read "XRL Laboratories, Canada", not "Activation Laboratories, Canada".



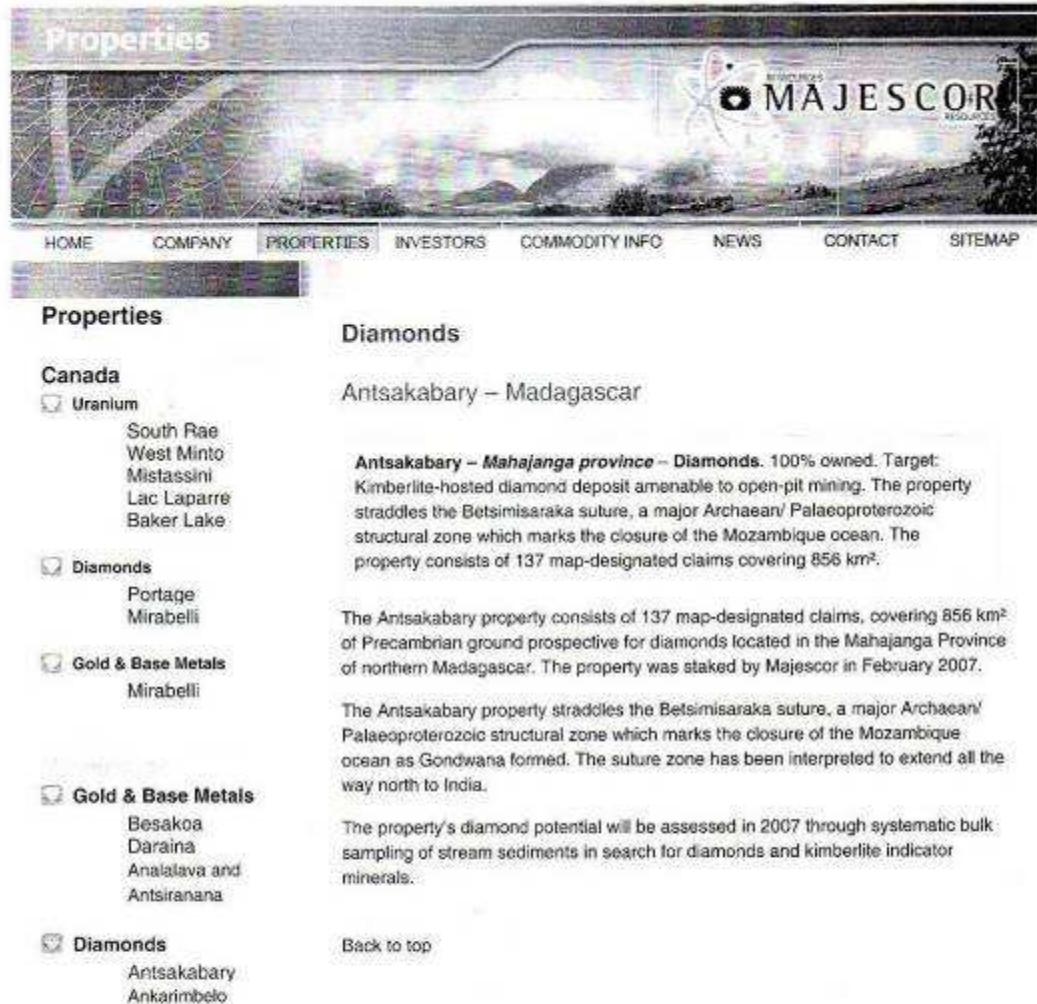
Location of DFT nickel and diamond projects

DIAMOND FIELDS INTERNATIONAL LTD.
"Gregg J. Sedun"
Gregg J. Sedun, President and Chief Executive Officer
For further information contact: Earl Young (1-214-219-1439)
Website: www.diamondfields.com

Annexe 8 : Potentialité diamantifère de la zone d'Antsakabary. Capture d'écran du site <http://www.majescor.com/>, notamment sur les activités de l'entreprise à madagascar (le 12/11/2007).

Majescor Resources - Properties

<http://www.majescor.com/diamonds-antsakabary.htm>



Properties

HOME COMPANY **PROPERTIES** INVESTORS COMMODITY INFO NEWS CONTACT SITEMAP

Properties

Canada

- ☒ **Uranium**
 - South Rae
 - West Minto
 - Mistassini
 - Lac Laparre
 - Baker Lake
- ☒ **Diamonds**
 - Portage
 - Mirabelli
- ☒ **Gold & Base Metals**
 - Mirabelli
- ☒ **Gold & Base Metals**
 - Besakoa
 - Daraina
 - Analava and
 - Antsiranana
- ☒ **Diamonds**
 - Antsakabary
 - Ankarimbelo

Diamonds

Antsakabary – Madagascar

Antsakabary – Mahajanga province – Diamonds. 100% owned. Target: Kimberlite-hosted diamond deposit amenable to open-pit mining. The property straddles the Betsimisaraka suture, a major Archaean/ Palaeoproterozoic structural zone which marks the closure of the Mozambique ocean. The property consists of 137 map-designated claims covering 856 km².

The Antsakabary property consists of 137 map-designated claims, covering 856 km² of Precambrian ground prospective for diamonds located in the Mahajanga Province of northern Madagascar. The property was staked by Majescor in February 2007.

The Antsakabary property straddles the Betsimisaraka suture, a major Archaean/ Palaeoproterozoic structural zone which marks the closure of the Mozambique ocean as Gondwana formed. The suture zone has been interpreted to extend all the way north to India.

The property's diamond potential will be assessed in 2007 through systematic bulk sampling of stream sediments in search for diamonds and kimberlite indicator minerals.

[Back to top](#)

Annexe 9 : Potentialité diamantifère de la zone d'Ankarimbelo. Capture d'écran du site <http://www.majescor.com/>, notamment sur les activités de l'entreprise à madagascar (le 12/11/2007).

Majescor Resources - Properties

<http://www.majescor.com/diamonds-anka.htm>



Properties

HOME COMPANY PROPERTIES INVESTORS COMMODITY INFO NEWS CONTACT SITEMAP

Properties

Canada

- ☐ Uranium
 - South Rae
 - West Minto
 - Mistassini
 - Lac Laparrie
 - Baker Lake
- ☐ Diamonds
 - Portage
 - Mirabelli
 - Banks Island
- ☐ Gold & Base Metals
 - Mirabelli
- ☐ Gold & Base Metals
 - Besakoa
 - Daraina
 - Analalava and Antsirana
- ☐ Diamonds
 - Antsakabary
 - Ankarimbelo

Diamonds

Ankarimbelo - Madagascar

Ankarimbelo - Fianarantsoa province - Diamonds 50-50 Joint Venture with Madagascar Mining and Development SARL ("MMD"). Target: Kimberlite-hosted diamond deposit amenable to open-pit mining. The property hosts the only two known kimberlite occurrences in the country, discovered by Majescor and MMD in 2005. Pan African Mining Corp. is actively exploring for diamonds on ground adjacent to Ankarimbelo.

The Ankarimbelo property is located in Fianarantsoa province of southeastern Madagascar. The property comprises 238 map-designated claims with a surface of 1,487 km².

The property hosts the only two known kimberlite occurrences in the country, discovered by Majescor and MMD in 2005, subsequent to a targeted program of regional and follow-up stream sediment sampling for kimberlite indicator minerals.

In September 2006, the Joint Venture conducted a brief stream sediment sampling program on the Ankarimbelo property. A bulk sample was collected near the location where the *Bureau de Recherches Géologiques et Minières de la France* ("BRGM") reported the discovery of a "diamond"-type stone. A second sample totalling 4.6 m³ of stream sediments was collected 10 km upstream from the first sample, and was processed onsite using a small prospecting jig.

In April 2007, Pan African Mining Corp. of Vancouver announced the presence of a series of aeromagnetic targets with diamond potential on its permits located adjacent to the Ankarimbelo property.

Back to top

HOME - COMPANY - PROPERTIES - INVESTORS - COMMODITY - NEWS - CONTACT - SITEMAP

Copyright © Majescor Resources 2007. All Rights Reserved.

L'objectif de cette thèse est de contraindre la nature pétrologique et géométrique de la partie profonde d'un domaine orogénique en convergence. Dans ce but, nous avons créé dans un système d'information géographique projeté (Madagascar Laborde 1923), une base de données géologique du tiers Sud de l'île de Madagascar. Les données utilisées sont variées : observations de terrain, images satellites, données topographiques, mesures gravimétriques, radiométriques et aéromagnétiques. L'analyse, le traitement, la confrontation et l'intégration de ces différentes informations (rendues compatibles) nous a permis de réaliser avec précision de nouvelles cartes géologiques de la région, ainsi que des représentations cartographiques nouvelles. Nous mettons notamment en évidence des zones de cisaillements verticales (ZC) majeures et mineures, des fractures, des dykes et des limites lithologiques.

Nous précisons la nature des alignements sur l'axe Bongolava – Ranotsara : (i) La structure ductile de direction N 140°, cartographiée dans plusieurs littératures, n'est qu'une impression régionale (à petite échelle) due à la déflexion N 157° des ZC de direction Nord – Sud. La faille de Ranotsara (de direction N 140°) n'existe pas en termes de faille régionale, elle est une impression (à petite échelle) de la restitution cartographique causée par le relais de failles de taille ≤ 60 km de long et qui sont orientées N 115°, N 140° et N 160°.

Nous identifions que les ZC sont les lieux de localisation d'anomalie en éléments incompatibles (U-Th). Elles sont également le lieu de concentration d'oxydes de magnétite et titanomagnétite, associé à la disparition de la biotite. Ces observations soulignent la concentration des magmas et de la fusion au sein des ZC. Ainsi, les ZC sont le lieu de concentration de magmas qui permettent l'advection de chaleur. En effet, dans le Sud de Madagascar les conditions de haute température (800°C) sont homogénéisées sur de grande surface.

Nous établissons une nouvelle carte des ensembles lithologiques qui met en évidence des contrastes de compétence: les ZC se développent préférentiellement dans l'ensemble d'orthogneiss peu alumineux; les ensembles de métasédiments alumineux et les gneiss migmatitiques à amphibole sont plus résistants et forment des boudins à différentes échelles ; l'ensemble de granites et syénites stratoïdes et gneiss migmatitiques à amphibole constituent les blocs les plus rigides. Nous identifions des dykes kilométriques de basaltes, de dolérites et de microgranites qui sont orientés préférentiellement sur les directions N 25° et N 120°.

Par croisement des données, nous montrons que la position des minéralisations économiques est contrôlée par les anisotropies kilométriques (ZC, charnières de plis, limites lithologiques) qui localisent les circulations fluides et magmatiques. Les minéralisations primaires (métamorphiques ou metasomatiques : corindons, fer et graphite) se localisent au sein des ZC. Les minéralisations secondaires (uranothorianite, or) s'expliquent par des remobilisations au sein des ZC. La position finale des minéralisations s'explique cependant par la géométrie des réseaux hydrographiques et des failles. A l'échelle du Gondwana, la géométrie des ZC majeures néoproterozoïques contrôle le développement des systèmes de failles et de dykes (170Ma-90Ma) orientés N 160°.

Dans 4 régions : Satrokala, Fenoarivo, Analavoka, Lavaraty ; existent des anomalies magnétiques et gravimétriques de type «bull's eyes» qui se localisent à l'intersection des dykes N 160° et des dykes N 30°, N 140° et N 170° ; et parfois avec les ZC. Ces points correspondent à des creux topographiques circulaires (10 m - 2,5 km de diamètre) isolés ou associés en champ de point. Ces zones sont potentiellement des intrusions kimberlitiques. La présence de ces pipes à l'intersection d'anisotropies kilométriques est favorable à l'ascension rapide des magmas silicatés, soit la présence de kimberlites diamantifères.

The objective of this thesis is to investigate the petrologic nature and geometry of the outcropping Madagascar granulitic crust. We have created a geological database of the southern third of Madagascar (in the Madagascar Laborde 1923 coordinate system). The data used are varied: field observations, satellite images, topographic, gravity, radiometric and aeromagnetic data. The analysis, processing, comparison and integration of these different datasets (after being made compatible) have enabled us to create precise new geological maps of the region, as well as new map representations. We will highlight particular the areas of major and minor vertical shear zones (SZ), fractures, dykes and lithological boundaries.

Thus, we clarify the nature of the structural-lineaments, the so-called Bongolava – Ranotsara shear zone: the ductile structure oriented 140 °N is on a regional scale due to the North SZ deflections oriented N ° 157, and the “Ranotsara” fractures (orientation 140 ° N) does not exist in terms of regional fault, but is the results of faults relays with a size ≤ 60 km long which are oriented 115 °N, 140 °N and 160 °N.

SZ are the sites of localisation of anomalies rich in incompatible elements (U-Th). They are also the location of concentration of oxides of magnetite and titanomagnetite, together with the disappearance of biotite. These observations emphasize the concentration of magmas and the merger within the SZ. Thus, the SZ are focus the concentration of the magmas that provide heat by advection. In southern Madagascar, the conditions of high temperature (800 ° C) were homogenous over a wide area.

We establish a new lithological map, highlighting competency contrasts: SZ grow preferentially in the aluminous orthogneiss; aluminous metasediments and amphibole-migmatites are more resistant and form boudins at different scales; all of the granites, syenites and stratoïdes amphibole-migmatites are the most rigid blocks. We identify kilometers of dykes: basalt, dolerites and microgranite, they're preferentially oriented at 25 °N and 120 °N.

By cross-correlating our data, we show that the position of economic mineralization is controlled by the kilometer scale anisotropies (SZ, hinges folds, lithological boundaries) that localize interchange and magmatic fluids. The primary mineralization types (metamorphic or metasomatic: corundum, iron and graphite) are located within the SZ. The secondary mineralization types (uranothorianite, gold) are explained by remobilizations in the SZ. The final mineralization is controlled by the geometry of river systems and faults. On the scale of Gondwana, the geometry of Neoproterozoic major SZ controls the geometries of faults and dykes (170 Ma-90 Ma) which are oriented in 160 °N.

In four regions: Satrokala, Fenoarivo, Analavoka, Lavaraty; we identified magnetic and gravity "bull's eye" type anomalies which are located at the intersection of 160 °N oriented dykes with other ones oriented 30°N, 140 °N and 170 °N; and sometimes with SZ. These points correspond to circular topographic depressions (10 m - 2.5 km in diameter) isolated or in clusters. These areas are potential kimberlite intrusions. Their presence at the intersection of kilometeric anisotropies supports the rapid ascent of silicate magmas, resulting in the possible presence of diamondiferous kimberlites.